



Nature et évolution métamorphiques des terrains océaniques en Equateur: Conséquences possibles sur la genèse des magmas adakitiques

Andrea E. Amortegui Vera

► To cite this version:

Andrea E. Amortegui Vera. Nature et évolution métamorphiques des terrains océaniques en Equateur: Conséquences possibles sur la genèse des magmas adakitiques. Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2007. Français. NNT : . tel-00176720

HAL Id: tel-00176720

<https://theses.hal.science/tel-00176720>

Submitted on 4 Oct 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Ecole Doctorale : Terre, Univers et Environnement
 Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines
THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER

Par :
Andrea E. AMORTEGUI VERA

NATURE ET EVOLUTION METAMORPHIQUE DES TERRAINS OCEANIQUES EN EQUATEUR ; CONSEQUENCES POSSIBLES SUR LA GENESE DES MAGMAS ADAKITIQUES



Thèse de Doctorat Soutenue le 6 Juillet 2007 devant le jury composé de :

BOSCH Delphine	<i>Lab. Tectonophysique. Université Montpellier II</i>	Rapporteur
MAURY René	<i>IUEM. Université de Brest</i>	Rapporteur
LAPIERRE Henriette †	<i>LGCA Grenoble I</i>	Directeur
JAILLARD Etienne	<i>LGCA Grenoble I, IRD</i>	Directeur
BUSSY François	<i>Inst. Min. Geoch. Université de Lausanne</i>	Co-Directeur
DEMANT Alain	<i>Lab. Pétrol. Magm. Université St. Jérôme Aix-Marseille III</i>	Examinateur
MARTELAT Jean-Emmanuel	<i>LGCA Université Grenoble I</i>	Examinateur
TABOADA Alfredo	<i>Lab. Tectonophysique. Université Montpellier II</i>	Invité

A Henriette **LAPIERRE** ...

« S'il fallait résumer en quelques mots sa personnalité je choisirais passion, ténacité, spontanéité, générosité.

Passion : *la recherche était sa passion, sa vie ; elle n'était jamais aussi heureuse que de vous annoncer des résultats, je l'entends encore déclarer : « je viens d'avoir les résultats... ». Il fallait parfois décrypter, mais l'enthousiasme était là.*

Ténacité : *elle a dû faire preuve tout au long d'une carrière dans un domaine qui n'était pas précisément féministe comme dans sa lutte contre la maladie.*

Spontanéité : *qui de nous ne s'est pas fait dire un jour « je te le dis comme je le pense... »*

Générosité : *elle ne ménageait pas son temps, que par ailleurs elle détestait perdre... C'est aussi le moment de rappeler les « petits fêtes » en particulier à l'occasion de son anniversaire. Henriette aimait être entourée, et partager son bonheur ; il y avait toujours de la place pour les visiteurs, les amis, la famille, même si sa cave devait en souffrir. »*

Discours prononcé par Georges Mascle à Henriette, le 23 janvier 2006

TABLE DE MATIERES

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I : Notions générales et synthèse bibliographique	4
1.1 Notions générales	5
1.1.1 La Subduction.....	5
1.1.2 Plateaux Océaniques.....	8
1.1.3 Caractéristiques chimiques des magmas d'arc.....	10
1.1.4 Accrétions.....	11
1.1.5 Adakites.....	12
1.2 Présentation de la chaîne des Andes.....	16
1.2.1 Andes du Sud.....	18
1.2.2 Andes du Centre.....	19
1.2.2 Andes du Nord.....	20
1.3 Les Andes d'Equateur.....	22
1.3.1 Stratigraphie.....	25
1.3.2 Une situation géologique particulière ?.....	29
1.3.3 La présence des adakites en Equateur.....	31
1.3.4 Localisation de zone d'étude et des échantillons.....	32
CHAPITRE II : Méthodes analytiques.....	34
2.1 Analyses pétrographiques.....	35
2.1.1 Microscope pétrographique.....	35
2.1.2 Microsonde.....	35
2.1.3 Eléments majeurs (roche total).....	36
2.2 Analyses des éléments traces.....	37
2.2.1 ICP-MS.....	37
2.2.2 ICP-MS avec source à ablation laser.....	39
2.3 Géochimie isotopique.....	41
2.3.1 Procédures d'attaque.....	41
2.3.2 Séparation et purification des éléments.....	42
2.3.3 Obtention des rapports isotopiques.....	44
2.4 Datation : Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Amphiboles et phengites.....	45
2.4.1 La mesure.....	45
2.4.2 Mesure isotopique.....	46
2.4.3 Représentation des résultats.....	46
CHAPITRE III : Petrography and geochemistry of accreted oceanic fragments below the western cordillera of Ecuador.....	51
3.1 Introduction.....	52

3.2 Geological setting	53
3.3 Analytical procedure	55
3.4 Petrology and chemistry of the igneous and metamorphic rocks	56
3.4.1 Igneous rocks	58
3.4.2 Metamorphic rocks	72
3.4.3 Ultramafic rocks	78
3.5 Elements mobility during late metamorphic processes	83
3.6 Isotopic composition of igneous and metamorphic rocks	87
3.6.1 Igneous rocks	87
3.6.2 Metamorphic rocks	87
3.6.3 Ultramafic rocks	88
3.7 Discussion and conclusions	91
3.7.1 Protolith and genesis of deep rocks of Western Cordillera of Ecuador	91

Annexe 3.1 Voir CD joint

CHAPITRE IV: THERMOBAROMETRIE : Conditions Physiques P-T des metabasites de la Cordillère Occidentale d'Equateur.....96

4.1 Introduction	97
4.2 Etude pétrographique et micro textural	98
4.2.1 Les metabasites	99
4.2.2 Les métapélites	101
4.3 Evaluations de conditions physiques de métamorphisme	104
4.3.1 Etude des metabasites	104
4.3.2 Etude des métapélites	105
4.4 Datations	117
4.4.1 Les métapélites	118
4.4.2 Les metabasites	119
4.5 Discussion et conclusions	119
4.5.1 Roches métamorphiques en Equateur	119
4.5.2 Histoire thermique possible des roches métam. en Equateur	120
4.5.3 Chemin P-T des metabasites et métapélites	122
4.5.4 Peut- on fondre la racine crustal des Andes ?	123

Annexe 4.1 Voir CD joint

Annexe 4.2 Voir CD joint

Annexe 4.3 Voir CD joint

CHAPITRE V : Pétrographie et géochimie des intrusifs miocènes à récents de la cordillère occidentale.....125

5.1 Introduction	126
5.2 Contexte géologique des intrusifs miocènes à récents d'Equateur	127
5.3 Description minéralogique, pétrologique, géochimique et isotopique	133
5.3.1 Pétrographie et minéralogie	133
5.3.2 Géochimie des intrusifs miocènes	144
5.3.3 Caractérisation géochimiques des intrusifs miocènes	158
5.3.4 Isotopie des intrusifs miocènes	155

5.4 Discussion et conclusion	161
5.4.1 Que nous apportent nous donnés ?.....	161
5.4.2 Modèles proposés pour la genèse des adakites.....	161
5.4.3 Proposition d'un modèle en accord avec la géodynamique régionale.....	164
Annexe 5.1 Voir CD joint	
 CHAPITRE VI : SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	167
6.1 Synthèse et conclusions.....	168
6.2 Perspectives.....	178
 BIBLIOGRAPHIE	179
• RESUME	

Liste de Figures

- Figure 1.1a** Profil d'une subduction d'une plaque océanique sous la croûte continentale.
Figure 1.1b Isothermes dans une zone de subduction vieille et jeune.
Figure 1.1c Modèle pétrologique de la subduction
- Figure 1.2.** Coupe de la terre montrant l'origine d'un point chaud.
- Figure 1.3.** Carte des principaux LIPs océaniques et continental du monde.
- Figure 1.4.** Structure thermique, métamorphisme et fusion partielle dans une zone de subduction.
- Figure 1.5a.** Densité de la lithosphère océanique en fonction de l'âge et donc de l'épaisseur.
Figure 1.5b. Densité moyenne d'une lithosphère, en fonction de l'épaisseur et du faciès.
- Figure 1.6.** Diagramme P-T, montrant la réaction de fusion-deshydratation de l'amphibole.
- Figure 1.7.** Carte représentative des gisements des adakites dans le monde.
- Figure 1.8.** Topographie de la chaîne des Andes.
- Figure 1.9.** Histoire tectonique andine.
- Figure 1.10.** Exhumation des parties profondes et mise en place des adakites aux Andes du sud.
- Figure 1.11.** Evolution tectonique des Andes du Nord du Chili.
- Figure 1.12.** Différents traits morphologiques et géologiques en Equateur.
- Figure 1.13.** Présence de terrains océaniques accrétés aux Andes du Nord.
- Figure 1.14.** Terrain océaniques accrétés à la marge W de l'Equateur.
- Figure 1.15.** Cadre structural des plaques tectoniques du nord-ouest de l'Amérique du Sud.
- Figure 1.16.** Géométrie du slab en Equateur. Modèle « Flat slab ».
- Figure 1.17.** Sismicité du slab en Equateur.
- Figure 1.18.** Centres volcaniques quaternaires adakitiques et intrusifs Miocènes en Equateur.
- Figure 1.19.** Mécanisme d'exhumation des roches profondes.
- Figure 1.20.** Localisation des échantillons en Equateur.
- Figure 1.21.** Coupe schématique de l'Equateur.
- Figure 2.1.** Microscope polarisant pour pétrographie.
- Figure 2.2.** Microsonde Cameca Sx-50.
- Figure 2.3.** ICP-MS PQ-2+Turbo à l'Université Joseph Fourier.
- Figure 2.4.** Balances électroniques
- Figure 2.5.** Bombe et sevillex.
- Figure 2.6.** EXCIMER laser (193 nm) couplé à un Perkin-Elmer ELAN 6100 DRC ICP-MS.

- Figure 2.7.** Salle blanche pour la séparation des isotopes.
- Figure 2.8.** Graphe théorique de l'abondance, de deux des éléments mesurés par le spectro.
- Figure 2.9.** Spectre d'âge non perturbé et spectre d'âge perturbé.
-
- Figure 3.1.** Localisation of studied area. Ecuador, cordillera W.
- Figure 3.2.** The three main geomorphologic domains of in Ecuador.
- Figure 3.3.** Different pluri-kilometres faults affecting the accreted oceanic terrains
- Figure 3.4.** Geology and localisation of samples in the studied area.
- Figure 3.5a.** Dolerite 02GU11A.
Figure 3.5b. Basalt 02SQ3.
- Figure 3.6** « in situ » major elements analyses for plagioclases and pyroxenes from dolerites.
- Figure 3.7a.** REE of dolerites.
Figure 3.7b. Trace elements of dolerites.
- Figure 3.8a.** REE of basalts.
Figure 3.8b. Trace elements of basalts.
- Figure 3.9a.** REE of gabbros.
Figure 3.9b. Trace elements of gabbros.
- Figure 3.10a.** REE of granulite.
Figure 3.10b. Trace elements of granulite.
- Figure 3.11a.** REE of amphiboles.
Figure 3.11b. Trace elements of amphiboles.
- Figure 3.12a.** REE of banded amphibolites.
Figure 3.12b. Trace elements of banded amphibolites.
- Figure 3.13a.** REE of micaschists.
Figure 3.13b. Trace elements of micaschists.
- Figure 3.14a.** REE of pyroxenites.
Figure 3.14b. Trace elements of pyroxenites.
- Figure 3.15a.** R EE of peridotites.
Figure 3.15b. Trace elements of peridotites.
- Figure 3.16a.** Gabbro. 02GU12A.
Figure 3.16b. Gabbro. 03G21.
- Figure 3.17.** Majeurs elements of gabbro.
- Figure 3.18.** Granulite 02GU12.
- Figure 3.19.** Analyses of microsonde of granulite minerals.
- Figure 3.20a.** Facies 1. 02GU6.
Figure 3.20b. Facies 2 . 03SQ9.
Figure 3.21c. Facies 3. 03GU23.

Figure 3.22. Analysis of microprobe for amphibolites.

Figure 3.23a. Banded amphibolite . 03GU22B.

Figure 3.23b. Banded amphibolite . 04GU12.

Figure 3.24. Analyses of minerals from banded amphibolite 04GU12.

Figure 3.25. Micaschist . 04SJ1.

Figure 3.26. Composition of minerals from micaschists 04SJ1 and 04SJ6.

Figure 3.27a. Cumulated pyroxenite. 03SJ3.

Figure 3.27b. Cumulated pyroxenites . 03SJ4.

Figure 3.27c. Foliated pyroxenite . 03SQ22.

Figure 3.27d. Foliated pyroxenite . 04SQ11

Figure 3.28. Minerals composition from pyroxenites.

Figure 3.29a. Plagioclase Iherzolite . 03SJ2.

Figure 3.29b. Spinel Iherzolite . 03SQ18.

Figure 3.30. Minerals compositions from Iherzolites.

Figure 3.31a. Harzburgite. 98SQ3.

Figure 3.32b. Harzburgite . 98SQ3. Plane-polarized light.

Figure 3.33a. U vs Th for metamorphic rocks.

Figure 3.33b. Pb vs Th for metamorphic rocks.

Figure 3.33c. Rb vs Th for metamorphic rocks.

Figure 3.34a. U vs Th for igneous rocks.

Figure 3.34b. Pb vs Th for igneous rocks.

Figure 3.34c. Rb vs Th for igneous rocks

Figure 3.35a. U vs Th for ultramafic rocks.

Figure 3.35b. U vs Th for ultramafic rocks.

Figure 3.35c. Rb vs Th for ultramafic rocks

Figure 3.36a. ϵ_{Ndi} versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$.

Figure 3.36b. $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$.

Figure 3.36c. ϵ_{Ndi} versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$.

Figure 3.36d. $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$.

Figure 3.37a. Diagram Al_2O_3 vs Mg# for clinopyroxenes.

Figure 3.37b. Diagram of Al_2O_3 vs Mg# for orthopyroxenes.

Figure 4.1. Affleurement d'un plan de faille.

Figure 4.2. Localisation détaillée des métapelites et metabasites

Figure 4.3. Métagabbro (04GU12).

Figure 4.4a. Amphibolite 04SQ3.

Figure 4.4b. Amphibolite 04SQ12.

Figure 4.5a Métapélite 04SJ6. Graphite.

Figure 4.5b. Métapélite 04SJ6. Contacte entre les quartzs.

Figure 4.5c Métapélite 04SJ6.deux types de schistosités.

- Figure 4.6 a, b.** Métapélite 04SJ1 en LPNA et LPA.
- Figure 4.6c.** Métapélite 04SJ1, montrant les grains de quartz recristallisés de manière statique.
- Figure 4.6d.** Microplissements formés par la muscovite, marquant le début d'une deuxième schistosité.
- Figure 4.6e.** Métapélite (04SJ1) en LPNA, montrant la structure saccharoïde de l'épidote.
- Figure 4.7.** Isoplèthes des teneurs en silice de la phengite en fonction de P et T.
- Figure 4.8.** Diagramme ternaires Al-K-(Fe+Mg) pour les micas et Si-Al-(Fe+Mg) pour les chlorites.
- Figure 4.9.** Diagramme ternaire de la composition des phengites de 04SJ1, exprimé en fonction des pôles purs et diagramme ternaire de composition des chlorites exprimé en fonction des pôles purs.
- Figure 4.10.** Diagramme ternaire de la composition des phengites 04SJ6, exprimé en fonction des pôles purs Muscovite diagramme ternaire de composition des chlorites) exprimé en fonction des pôles purs.
- Figure 4.11.** Image RX brute de Mg dans les phengites de 04SJ1.
- Figure 4.12.** Image RX brute de Mg dans les Chlorites de 04SJ1.
- Figure 4.13.** Les deux courbes de réactions dans un diagramme P-T.
- Figure 4.14.** Proportion de $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}_{\text{tot}}$ estimée pour chaque chlorite en 04SJ1.
- Figure 4.15.** Proportion de $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}_{\text{tot}}$ estimée pour chaque chloritoïde en 04SJ6.
- Figure 4.16.** Couple chlorite – phengite en équilibre pour la métapélite 04SJ1.
- Figure 4.17a.** Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur les couples gt-chl. Chlorite 21 -Grenat et Chlorite 2- Grenat.
- Figure 4.17b.** Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur les couples gt-chl. Chlorite 11 -Grenat et Chlorite 21- Grenat.
- Figure 4.18a.** Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur la couple chlt 43 - phg 10.
- Figure 4.18b.** Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur les couples chlt 43 - phg 2 et chlt 43 - phg 2.
- Figure 4.18c.** Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur les couples chlt 44 - phg 2 et chlt 44 - phg 4.
- Figure 4.18d.** Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur la couple chlt 44 - phg 8.
- Figure 4.19.** Représentation graphique des pas pour les irradiations de phengite sur 04SJ1.
- Figure 4.20.** Histoire Pression – Température pour les metabasites et métapélites.
- Figure 5.1.** Intrusif dioritique. Echantillon 04GU1.
- Figure 5.2.** Volcan Chimborazo.
- Figure 5.3.** Intrusif à structure colonnaire. Echantillon 04L16.
- Figure 5.4.** Cerro Amina, versant NNE. Echantillon 04L17.
- Figure 5.5.** Intrusif non déformé. Echantillon 04L18.
- Figure 5.6.** Carte géologique de la Cordillère W de l'Equateur (1997).

- Figure 5.7a.** Microgabbro faciès 1, 04GU2.
Figure 5.7b. Microgabbro faciès 1, 04GU3.
Figure 5.7c. Microgabbro faciès 1 04L18.
- Figure 5.8a.** Microgabbro faciès 2, 04L16.
Figure 5.8b. Microgabbro faciès 2, 04L17.
Figure 5.8c. Microgabbro Faciès 2 04GU5.
- Figure 5.9.** Eléments majeurs des minéraux du microgabbro 04GU5.
- Figure 5.10a.** Microdiorite à faciès 1, 04GU16B.
Figure 5.10b. Microdiorite à faciès 1, 04GU18.
Figure 5.10c. Microdiorite à faciès 1, 04L13.
- Figure 5.11a.** Microdiorite à faciès 2, 04GU1.
Figure 5.11b. Microdiorite à faciès 2, 04GU1.
- Figure 5.12.** Eléments majeurs des minéraux des microdiorites à faciès 1 et 2.
- Figure 5.13a.** Dacites à faciès 1 (04GU16A).
Figure 5.13b. Dacites à faciès 1, 04GU16A.
- Figure 5.14.** Dacites à faciès 2, 04GU24.
- Figure 5.15.** Composition minéralogique du plagioclase 04GU16A.
- Figure 5.16.** Monzodiorite déformée et cisailée.
- Figure 5.17.** Composition minéralogique de la monzodiorite.
- Figure 5.18.** Diagramme pour montrer la fiabilité des données. Couples Zr vs Hf et Nb vs Ta.
- Figure 5.19.** Diagrammes pour évaluer la mobilité des éléments LILE.
- Figure 5.20.** Corrélation entre éléments HFS.
- Figure 5.21.** % Fe₂O₃, %MgO, %Al₂O₃ et %K₂O versus SiO₂
- Figure 5.22a.** REE des microgabbros.
Figure 5.22b. Eléments traces des microgabbros.
- Figure 5.23a.** REE des microdiorites.
Figure 5.23b. Eléments traces des microdiorites.
- Figure 5.24a.** REE des dacites et de la monzodiorite.
Figure 5.24b. Eléments traces des dacites et de la monzodiorite.
- Figure 5.25.** REE des roches intrusives.
- Figure 5.26.** Diagramme Sr/Y vs Y.
- Figure 5.27.** (ϵ Nd)_i vs ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i.
- Figure 5.28a.** Diagramme ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i vs ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i.
Figure 5.28b. Détail de la figure 5.27a.
- Figure 5.29a.** Diagramme ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i vs ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i.
Figure 5.29b. Détail de la figure 5.28a.
- Figure 5.30.** Diagramme (ϵ Nd)_i vs ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$)_i.

Figure 5.31. Comparaison isotopique entre les écaïlles métamorphiques et les adakites intrusives

Figure 6.1. Profils schématiques d'arc et du plateau océanique.

Figure 6.2a. Anomalies thermiques dans un plateau en formation.

Figure 6.2b. Anomalies thermiques dans un plateau pour la formation d'un arc.

Figure 6.2c. Métamorphisme de haute pression par l'accrétion d'un terrain océanique

Figure 6.2d. Anomalies thermiques dans la racine crustal par la formation d'un arc continental.

Figure 6.3a. Profils tomographiques de la zone de subduction centre-nord du Chili.

Figure 6.3b. Reconstruction de l'évolution de point chaud de Galápagos.

Figure 6.4a. Accrétions des terrains océaniques.

Figure 6.4b. Formation des Adakites.

Figure 6.4c. Géométrie actuelle de la racine en Equateur.

Liste de Tables

Table 1.1 Tableau récapitulatif des terrains océaniques accrétés en Equateur.

Table 2.1. Choix des standards internationaux en fonction de la composition du matériel.

Table 2.2. Ordre de passage des échantillons à l'ICP-MS.

Table 2.3. Exemples de quelques mesures faites à l'ICP-MS.

Table 2.4. Procédure d'élution pour le Pb.

Table 2.5. Procédure d'élution pour les terres rares.

Table 2.6. Procédure d'élution pour le Nd.

Table 2.7. Procédure d'élution pour le Sr.

Table 2.8. Mesures des standards, du duplicata et des blancs, pour vérifier la fiabilité des données.

Table 2.9. Mesures des standards, du duplicate et des blancs, pour vérifier la fiabilité des données.

Table 3.1. Major elements, traces elements and isotopes of laves

Table 3.2. Major elements, traces elements and isotopes of gabbros

Table 3.3. Major elements, traces elements and isotopes of granulite and amphibolites

Table 3.4. Major elements, traces elements and isotopes of banded amphibolites and mica-schists

Table 3.5. Major elements, traces elements and isotopes of pyroxenites

Table 3.6. Major elements, traces elements and isotopes of peridotites

Table 4.1. Résultats de la couple Chl 131 – Phg 149 en équilibre.

Table 4.2. Résultats de la couple Chl 21, 2, 11, et 4 – Grt en équilibre.

- Table 4.3.** Résultats des couple Chlt – phg en équilibre.
- Table 4.4.** Pas d'irradiations de phengites pour les datations
- Table. 5.1.** Eléments majeurs, traces et isotopes des microgabbros à faciès 1.
- Table. 5.2.** Eléments majeurs, traces et isotopes des microgabbros à faciès 2.
- Table. 5.3.** Eléments majeurs, traces et isotopes des microdiotites à faciès 1 et 2.
- Table. 5.4.** Eléments majeurs, traces et isotopes des dacites et de la monzodiorite.

Liste des Annexes (les annexes sont dans le CD joint)

- Annexe 3.1.** Tables of mineralogy composition.
- Annexe 4.1.** Géotherme Holland & Blundy (1994) Pour les metabasites.
- Annexe 4.2.** Analyses de microsondes additionnelles pour les métapélites 04SJ1 et 04SJ6
- Annexe 4.3.** Article Métabasites de la cordillère occidentale d'Equateur, témoins du soubassement océanique des Andes d'Equateur
- Annexe 5.1.** Tables de compositions des éléments majeurs des minéraux

INTRODUCTION

Il est largement admis que la tectonique des plaques est responsable de la plus grande partie du relief dans la planète. Un des processus les plus importants responsable de la création de relief est la subduction. Des zones de subduction entourent l'océan Pacifique sur 55 000 km, où la lithosphère océanique créée au niveau des dorsales est recyclée dans le manteau. La subduction de la lithosphère océanique sous la lithosphère continentale, en déformant cette dernière, donne naissance à des chaînes de montagnes, dont l'exemple type est la chaîne andine d'Amérique du Sud.

Parfois, le mouvement de plaque peut «amener» des terrains océaniques dans la zone de subduction. Ces terrains «exotiques» sont formés soit par la remontée de panaches mantelliques qui créent de larges provinces magmatiques sous-marines (plateaux océaniques), soit des arcs insulaires formés au droit de zones de subduction intra-océaniques. Dans certaines conditions, les terrains océaniques peuvent entrer en collision avec la marge continentale et s'accréter soit sur la marge continentale (obduction), soit sous cette dernière (sous-placage).

Le relief andin actuel est dû à la subduction de la lithosphère Pacifique sous la plaque Sud - Américaine depuis le Jurassique inférieur, selon des processus qui changent du Sud au Nord. Alors que le raccourcissement en compression de la croûte continentale est dominant dans les Andes centrales (Pérou, Bolivie, Nord Chili), l'accrétion et le sous-placage de terrains océaniques prédominent dans les Andes du Nord (Equateur, Colombie), où le matériel océanique constitue la racine andine actuelle (Fig. 1.1). En Equateur, plusieurs fragments océaniques se sont accrétés par sous-placage à la marge continentale au Crétacé supérieur, et sont exposés actuellement dans la partie ouest du pays (Côte et Cordillère Occidentale). La présence de ces fragments océaniques fait de l'Equateur un laboratoire géologique pour l'étude des différentes composantes des plateaux océaniques et des modalités de leur accrétion. En particulier, il nous permet, à partir d'études pétrographiques, géochimiques et thermobarométriques, d'étudier la nature, la géométrie et l'évolution en profondeur des terrains océaniques en Equateur, ainsi que leur éventuelle contribution au magmatisme d'arc actuel des Andes d'Equateur.

Objectifs de la thèse

La partie occidentale de l'Equateur est constituée de fragments de plateaux océaniques crétacés (≈ 120 , ≈ 90 Ma), parfois surmontés d'arcs insulaires d'âge Crétacé supérieur à Paléogène, et accrétés à la marge continentale active entre le Crétacé supérieur et l'Éocène supérieur (≈ 80 -40 Ma) (Feininger et Bristow, 1980 ; Reynaud et al., 1999 ; Lapierre et al., 2000 ; Kerr et al., 2002 ; Jaillard et al., 2004).

Par ailleurs, les données géophysiques (Guillier et al., 2001) indiquent que la croûte atteint 50 à 70 km d'épaisseur sous la chaîne andine, et que les accidents séparant les terrains océaniques accrétés, toujours sismiquement actifs, sont pentés vers l'Est, et sont donc conformes au plan de subduction actuel, mais aussi passé. Ces données ont amené à proposer que le relief de la chaîne andine d'Equateur est supporté par une racine crustale de nature océanique, formée par les

fragments de plateaux océaniques accrétés et tectoniquement sous-plaqués sous la marge continentale andine.

Le **premier objectif** de cette thèse est, en profitant de l'échantillonnage de roches métamorphiques exhumées à la faveur des failles majeures, de vérifier l'origine océanique de ces roches profondes, supposées représenter un échantillonnage aléatoire de la racine des Andes d'Equateur.

Le **deuxième objectif** de cette thèse est d'effectuer une analyse thermo-barométrique de ces roches pour étudier l'évolution thermique de la racine crustale d'Equateur. Un corollaire de ce travail consiste à dater ces roches pour déterminer l'âge de leur métamorphisme, et en déduire à quelle processus géodynamique est lié leur métamorphisme.

Enfin, la cartographie de la Cordillère occidentale d'Equateur a révélé la présence d'intrusions tonalitiques dont certaines sont datées entre 6 et 10 Ma (McCourt et al., 1998 ; Hughes et al, 1998). Nous supposons que ces intrusions pourraient représenter les témoins anciens, dégagés par érosion, de magmas adakitiques générés dès le Miocène supérieur par fusion partielle de la racine crustale de nature océanique. Le **troisième objectif** de ce travail est donc d'étudier la géochimie et déterminer l'âge de ces intrusions acides, afin de déterminer à partir de quand ont commencé à se former les adakites actuellement connues en Equateur.

Ce mémoire est présenté sous la forme de 6 chapitres.

Le premier est consacré aux concepts généraux qui seront utilisés au long de ce manuscrit et à une présentation du cadre géologique de la chaîne des Andes.

Le deuxième chapitre concerne les méthodes analytiques utilisées : pétrographie, géochimie des éléments majeurs, analyses par microsonde ou laser, géochimie des éléments traces et des isotopes, et datations.

Le chapitre III, rédigé en anglais qui va être soumis pour publication, traite de la description, de l'analyse pétrographique et géochimique des roches profondes exhumées par des failles verticales majeures, et de l'interprétation de leur origine. Ce chapitre répondra au **premier objectif**.

Le chapitre IV concerne la thermobarométrie et les datations et permet de déterminer les conditions de pression et de température dans lesquelles les roches métamorphiques analysées se sont formées. Ce chapitre vise à répondre au **deuxième objectif**.

Le chapitre V concerne la pétrographie et la géochimie des intrusifs acides de la Cordillère Occidentale, de nature adakitique à calco-alcaline, et discute de leur possible origine. Le **troisième objectif** est concerné par ce chapitre.

Enfin, le Chapitre VI présente les **conclusions** de ce travail et propose un modèle d'évolution des terrains océaniques depuis leur formation.

Cadre de ce travail et moyens mis en œuvre

Ce travail a été mené dans le cadre de recherches sur l'Equateur commencées par Henriette LAPIERRE et Etienne JAILLARD en 1995 par des missions de terrains et des analyses de laboratoire ayant donné lieu à plusieurs mémoires de recherche de master 1 et 2 (Mamberti, 1995 ; Reynaud et al., 1996 ; Malfere, 1999 ; Ethien, 1999 ; Pourtier, 2001 ; Beaudon, 2003 ; Van Melle, 2004 ; Allibon et al., 2005 ; Faure-Brac, 2005 ; Somers, 2005 ; Quilichini et Wröbel, 2006 ; Boulard, 2006) et de thèses d'université (Mamberti, 2001 ; Gabriele, 2002, Toro, 2006).

Pour cette thèse, deux missions de terrain ont été effectuées grâce à des contrats pétroliers et à la collaboration logistique de l'IRD : l'une en 2003 par Etienne Jaillard et l'autre en 2004 par Henriette Lapiere, Etienne Jaillard, James Allibon et moi-même.

Les analyses géochimiques des éléments majeurs, des traces, des isotopes et les datations ont été financées grâce au soutien d'un projet Dyeti : « Contribution dans le magmatisme d'arc, des plateaux océaniques ». Les analyses microsonde et laser ont été faites en collaboration avec François Bussy de l'Université de Lausanne, Suisse. Mes séjours à Lausanne ont été financés par un projet Eurodoc 2005.

Cette thèse a commencé sous la direction d'Henriette LAPIERRE et la co-direction de Etienne JAILLARD. Malheureusement, la douloureuse disparition d'Henriette en janvier 2006 a modifié la direction de ce travail, la direction étant reprise par Etienne et la co-direction par François Bussy.

CHAPITRE I : NOTIONS GENERALES ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



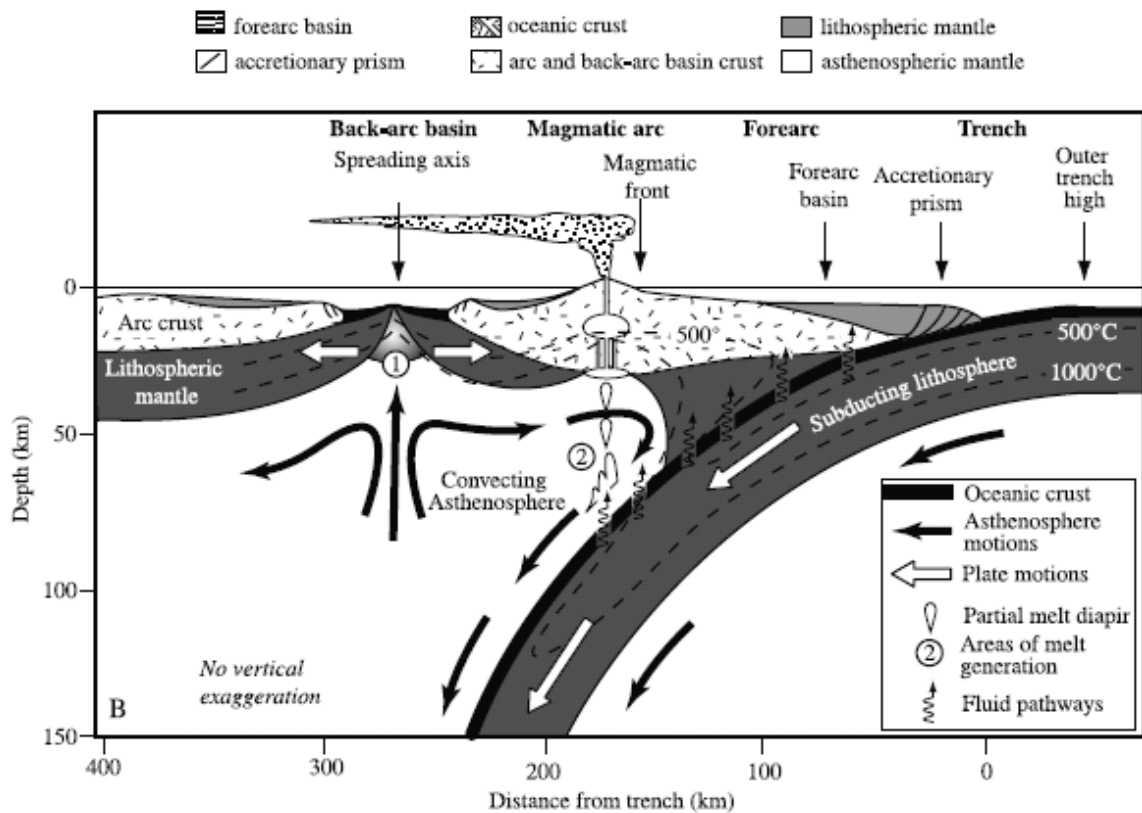
1.1 NOTIONS GENERALES

1.1.1 La Subduction

On distingue classiquement deux types de subduction d'une lithosphère océanique :

1. *Subduction océanique sensu-stricto* : Comme dans les Andes, la lithosphère océanique plonge sous une plaque continentale (Fig. 1.1). Ce phénomène donne lieu à des chaînes dominées soit par un raccourcissement tectonique de la plaque continentale (Andes Centrales d'Amérique du Sud), soit par des "collages" ou accrétions de blocs exotiques de nature continentale ou océanique (Cordillères d'Amérique du Nord). Les magmas d'arc émis dans ce contexte sont plus ou moins fortement contaminés par la plaque continentale chevauchante.
2. *Subduction intra-océanique* : Une plaque lithosphérique océanique plonge sous une autre plaque océanique. Elle provoque également la formation sur la plaque supérieure de chaînes montagneuses, principalement édifiées par l'activité volcanique. Ces chaînes sont le siège d'un important magmatisme d'arc sans trace de contamination par la croûte continentale supérieure.

Le processus de subduction entraîne 3 phénomènes géodynamiques majeurs :



1. Le magmatisme associé à la déshydratation de la plaque lithosphérique subduite, qui abaisse la température de fusion du coin de manteau asthénosphérique sus-jacent et provoque sa fusion partielle, en générant des magmas de composition calco-alcaline, qui vont par advection augmenter la température de la base de l'arc

2. le « couplage » mécanique entre plaques inférieure et supérieure, dont les manifestations les plus évidentes sont des déformations instantanées : séismes (Santiago 1960, $M = 9,5$; Anchorage 1960, $M = 9,2$; Sumatra 2004, $M = 9,2$; Alaska 1957, $M = 9,1$; Kamtchatka 1952, $M = 9,0$; Equateur (Esmeraldas) 1906, $M = 8,8$; ...) ; des déformations continues, la compression, et la formation de chaînes de montagne par raccourcissement/épaississement de la plaque supérieure,

3. le métamorphisme Haute Pression et Basse Température (HP-BT) de la plaque subduite, dont la vitesse de subduction est bien supérieure au réchauffement par conduction. Ce faciès HP-BT est parfois visible si des fragments de lithosphère subduite ont été **exhumés**.

Conditions de Pression - Température dans une zone de subduction

Dans une zone de subduction, la pression et la température vont dépendre de six facteurs qui déterminent le comportement du slab lors la subduction : 1. L'âge de la lithosphère plongeante, 2. La vitesse de convergence, 3. La géométrie de la subduction, 4. La distribution et la production de chaleur des éléments radioactifs, 5. Le taux d'échauffement le long de la zone de cisaillement de la lithosphère plongeante, et 6. La géométrie de la convection du coin du manteau (Peacock, 1996).

On admet que le paramètre plus important est sans doute l'âge de la lithosphère océanique subduite. Une lithosphère jeune, chaude et donc peu dense, aura tendance à résister à la subduction, générant un plan de subduction peu penté et un fort couplage, et donc une chaîne de montagne en compression (cas du Chili). Au contraire, une lithosphère vieille, froide et donc plus dense, s'enfoncera plus facilement dans l'asthénosphère, générant une subduction plus raide, un faible couplage, et une extension arrière-arc (cas des Mariannes).

L'âge du slab déterminera également les transformations pétrographiques de la croûte océanique subduite. Ainsi dans un slab jeune, chaud et lent, la perte en eau des faciès hydratés commencera à partir de 90 km, alors que pour un slab vieux, plus froid, cette transformation se fera à 120 km (Fig 1.1b). Cependant, seuls les modèles numériques sont capables de reproduire les isothermes dans une zone de subduction (Fig 1.1b).

La croûte océanique et le coin du manteau subiront des transformations minéralogiques pendant la plongée du slab (Fig. 1.1c). La déshydratation de la croûte océanique (Fig. 1.1c) se fait à partir du faciès schistes verts par déshydratation de plusieurs minéraux (talc, chlorite, serpentine, amphibolite) pour arriver à des faciès très pauvres en eau comme le faciès écolitique (grenat, pyroxènes). La déshydratation du slab entraîne donc l'infiltration de fluides riches en eau dans le coin mantellique, et en conséquence, la métasomatose et la fusion partielle de ce dernier (Fig. 1.1c). Il existe alors une remontée des fluides et de magma jusqu'au niveau de la croûte inférieure (Peacock, 1996). Ces processus apportent donc en base de croûte supérieure des fluides mais aussi de la chaleur (advection).

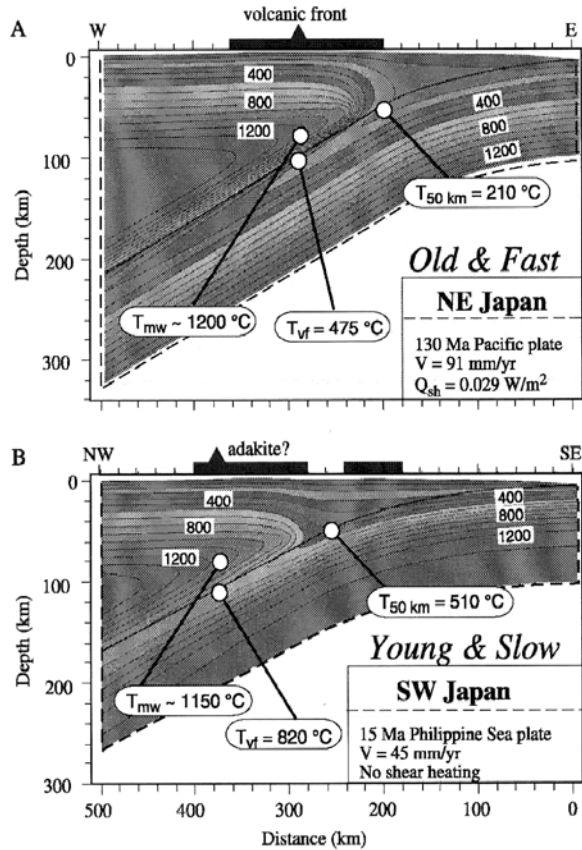


Figure 1.1b. La figure montre les isothermes dans une zone de subduction impliquant une lithosphère vieille et froide (A), et dans une zone de subduction impliquant une lithosphère jeune et chaude (B).

La température à 50 km de profondeur ($T_{50 \text{ km}}$) est de 210 °C pour A et 510 °C (plus du double) pour B. T_{mw} est la température du coin du manteau à l'aplomb de l'arc magmatique et T_{vl} la température à la limite entre lithosphère et coin du manteau.

Le diagramme C montre les différents faciès. I : schiste vert ; II : amphibolite-épidote ; III : amphibolite ; IV : Granulite ; V : schiste bleu à épidote ; VI : schiste bleu à lawsonite ... in Stern (2002)

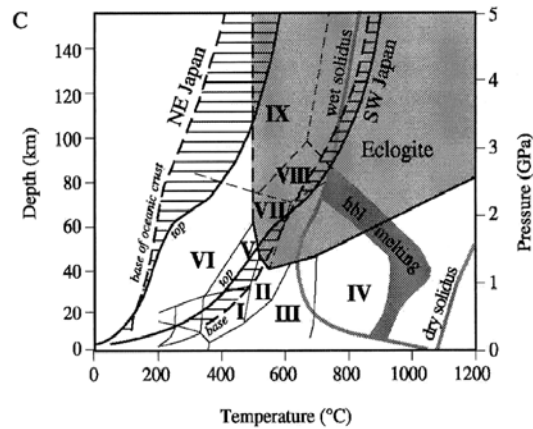
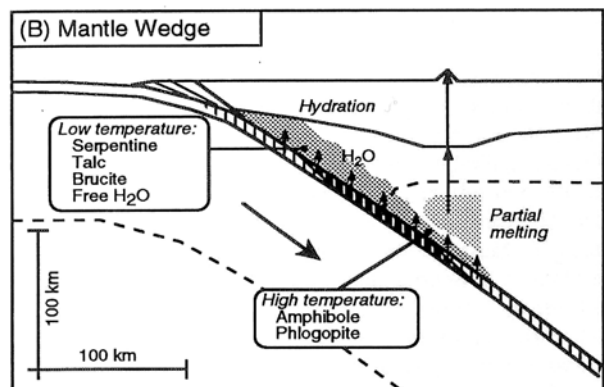
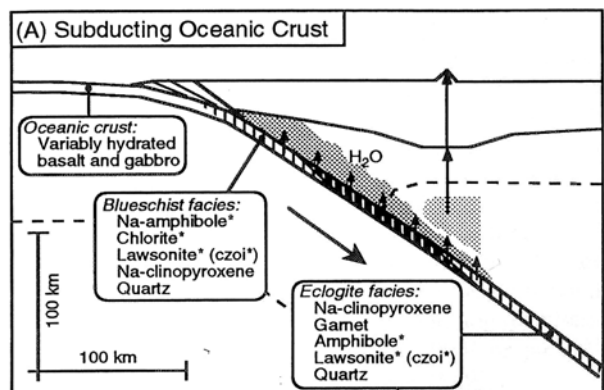


Figure 1.1c. Modèle pétrologique de la subduction. in Peacock (1996).

(A) changement des faciès hydratés à déshydratés dans la croûte océanique.

(B) Hydratation du coin mantellique grâce à l'apport des fluides du slab.



1.1.2 Plateaux Océaniques

Depuis plusieurs années, l'étude des domaines océaniques a révélé l'existence de Provinces Magmatiques (LIPs) sous-marines (plateaux océaniques) résultant du magmatisme provoqué par la remontée depuis le manteau inférieur de « panaches » de matériel mantellique anormalement chaud (Fig 1.2). En remontant, ces panaches mantelliques subissent une décompression adiabatique provoquant leur fusion partielle et donnent lieu à l'émission d'énormes quantités de produits magmatiques.

D'autre part, la remontée de ce matériel chaud réchauffe la base de la lithosphère et peut également provoquer sa fusion partielle. Enfin, en se réchauffant la lithosphère, dont la base est marquée par l'isotherme $\approx 1300^{\circ}\text{C}$, se fragilise et peut se rompre (création de rift en domaine continental, de dorsales en domaine océanique).

Ces basaltes de plateaux présentent des caractéristiques géochimiques qui diffèrent de celles des MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt), en ce qu'ils sont plus riches en MgO, terres rares (REE) légers, et plus radiogéniques en Sr et moins en Nd.

Des plateaux océaniques ont été reconnus en de nombreux points du monde. Tous présentent, en raison de l'addition de produits magmatiques, une croûte anormalement épaisse (15 à 40 km) comparée à celle de la croûte océanique normale (6 à 8 km) (Fig.1.3). Cette caractéristique a des conséquences importantes. Les plateaux océaniques, plus jeunes que la croûte océanique dans et sur laquelle ils se forment, sont plus chauds et donc moins denses que cette dernière, ce qui rend mécaniquement difficile leur subduction. En conséquence :

1. on trouve les plateaux océaniques accrétés aux marges continentales actives, comme dans les Andes du Nord, où ils participent comme les magmas andésitiques d'arc à la croissance continentale (Barth et al., 2000).
2. ils constituent préférentiellement la plaque supérieure des subductions intra-océaniques dans lesquelles ils sont impliqués, et supportent donc fréquemment des arcs magmatiques intra-océaniques.

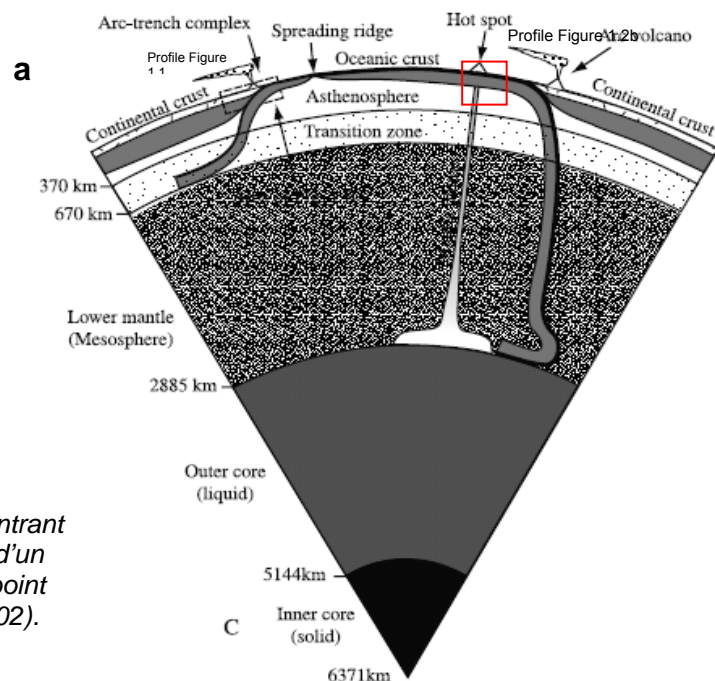


Figure 1.2.a. Coupe de la terre montrant la genèse d'un panache à l'origine d'un plateau océanique au niveau d'un point chaud (hot spot) (d'après Stern, 2002).

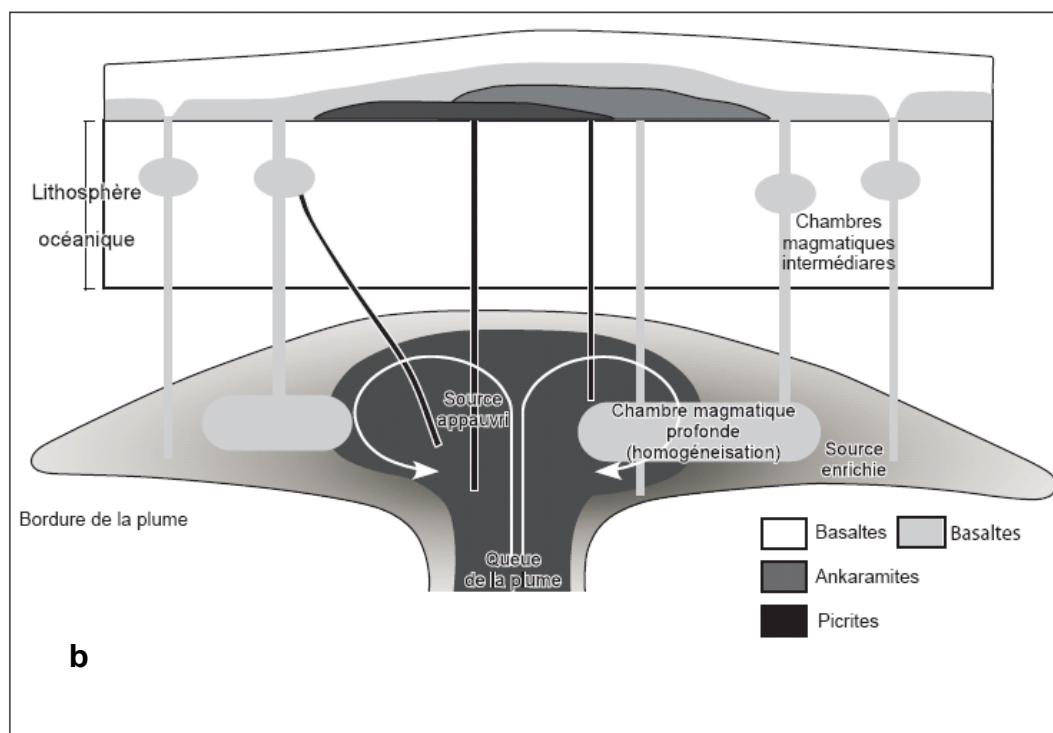


Figure 1.2.b. Formation d'un plateau océanique à partir d'un panache mantellique qui s'aplatit au niveau de la lithosphère ; Plateau Guaranda en Equateur (d'après Mamberti et al., 2003).

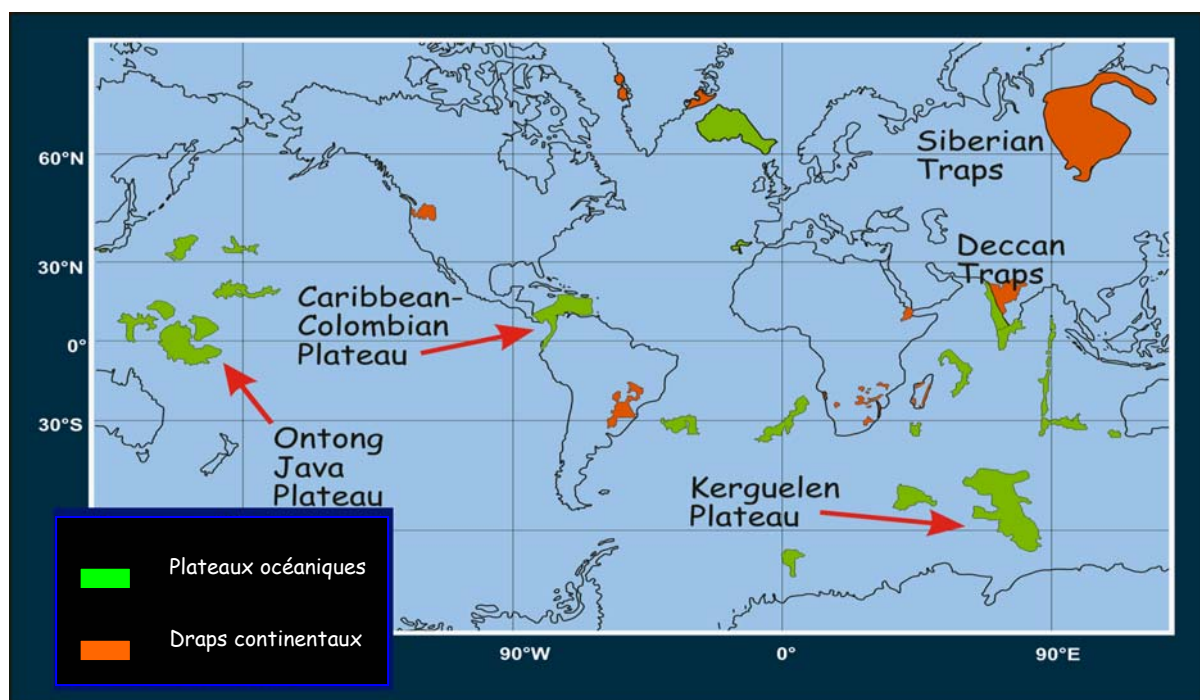


Figure 1.3. Carte des principaux LIPs océaniques et continentaux du monde (d'après Kerr, 2002)

1.1.3 Caractéristiques chimiques des magmas d'arc

La subduction d'une croûte océanique sous une croûte continentale est généralement accompagnée d'un volcanisme important qui se développe parallèlement à la fosse (Fig. 1.4). En effet, la libération de l'eau de la croûte subduite abaisse le solidus du manteau asthénosphérique et permet sa fusion partielle. Ce magmatisme contribue à augmenter le relief continental par « addition magmatique » (chaîne des Andes) et à augmenter la température de la racine orogénique. Le magmatisme d'arc participe donc au transfert de matière au niveau des zones de subduction.

Les magmas d'arc présentent des caractéristiques qui les différencient des autres laves. Riches en Silice, ils présentent des textures porphyriques à plagioclases, clinopyroxènes souvent calciques, orthopyroxènes, olivines et oxydes de fer titanifères. D'un point vue géochimique, les magmas d'arc sont caractérisés par des anomalies négatives en Nb et Ta, un enrichissement en LILE (Large Ion Lithophile Elements) par rapport aux HFSE (High Field Strength Elements), ce qui se traduit par des rapports $\text{La/Nb} \gg 1$.

Sur le plan isotopique, les laves d'arc ont généralement des rapports élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, faibles en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et sont plus radiogéniques en Pb que les MORB. On trouve également des roches d'arc plus rares, comme les boninites et les **adakites**, qui représentent des magmas primaires non basaltiques dans un contexte océanique (Juteau et Maury, 1997).

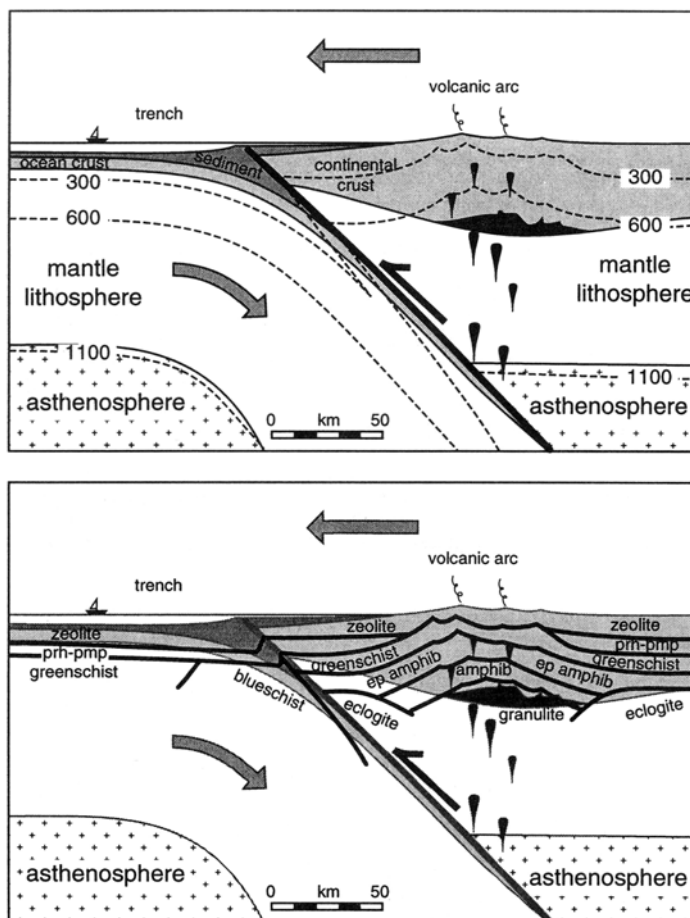


Figure 1.4. Structure thermique, métamorphisme et fusion partielle dans une zone de subduction. Le métamorphisme de la croûte subduite, en dégageant de l'eau dans le manteau asthénosphérique, abaisse son point de fusion et permet le développement d'un arc volcanique. (D'après Spear, 1995)

1.1.4 Accrétions

L'accrétion ou la subduction dépendent de la flottabilité de la lithosphère océanique en cours de subduction (Cloos, 1993).

Si la lithosphère océanique est jeune (< 10 Ma), elle est encore chaude donc peu dense, aura donc une flottabilité positive et résistera à la subduction. En vieillissant la lithosphère se refroidit, se contracte, et devient donc plus dense. De plus, elle s'épaissit (abaissement de l'isotherme $\approx 1300^\circ\text{C}$ dans le manteau), et le volume relatif de la croûte dans la lithosphère diminue. La croûte présentant une densité plus faible ($2,9 \text{ g/cm}^3$) que celle du manteau ($3,3 \text{ g/cm}^3$), la densité moyenne de la lithosphère augmente donc.

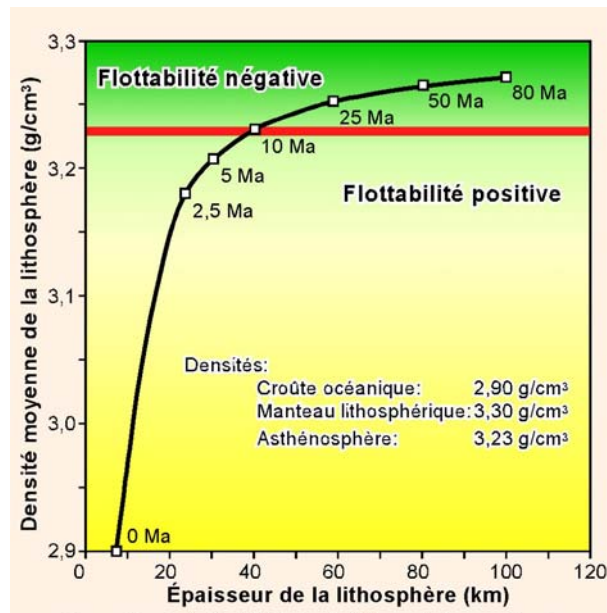


Figure 1.5a. Densité de la lithosphère océanique en fonction de l'âge et donc de l'épaisseur (d'après Cloos, 1993).

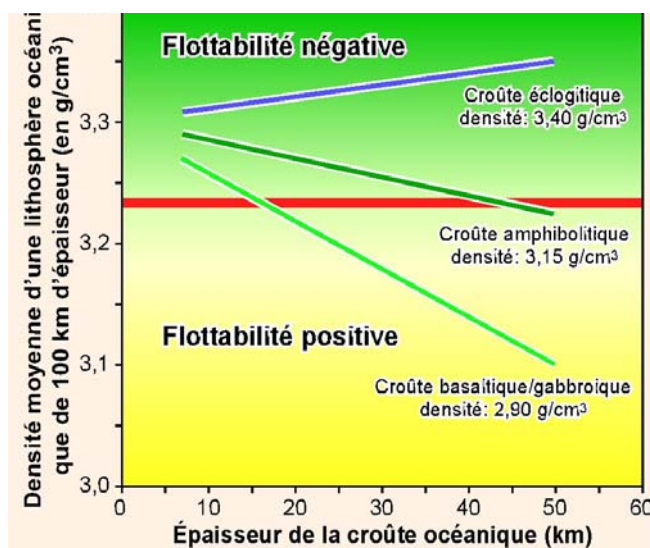


Figure 1.5b. Densité moyenne et flottabilité d'une lithosphère océanique de 100 Km, en fonction de l'épaisseur et du faciès métamorphique de la croûte océanique (d'après Cloos, 1993).

En vieillissant, la lithosphère océanique acquiert donc une flottabilité négative (Fig. 1.5a).

La flottabilité de la lithosphère dépend donc de son âge qui contrôle sa densité. Or la densité dépend d'une part comme nous venons de le voir, de l'épaisseur de la croûte par rapport à celle du manteau lithosphérique, mais également du faciès métamorphique qui a affecté la croûte océanique. La croûte océanique métamorphisée en faciès élogite a une flottabilité négative, car la densité de l'élogite est supérieure ($3,4 \text{ g/cm}^3$) à celle du manteau ($3,3 \text{ g/cm}^3$). Une croûte élogitisée subduit donc quelle que soit l'épaisseur de la lithosphère (Fig. 1.5b). Une lithosphère dont la croûte océanique est métamorphisée en faciès amphibolite (densité $\approx 3,15$) ne résistera à la subduction que si elle dépasse 40 km d'épaisseur. En fin, une croûte océanique non métamorphisée a une densité relativement faible.

Une lithosphère vieille, donc dense, épaisse de 100 km, résistera à la subduction si la croûte est épaisse de 15-20 km (Cloos, 1993). En conséquence, un plateau océanique, dont l'épaisseur peut atteindre 40 km, résiste généralement à la subduction (Fig. 1.5b).

De plus, si le plateau océanique est surmonté d'un arc magmatique, sa subduc-

tion sera encore plus difficile. En effet, un arc magmatique actif produit du matériel différencié, de densité plus faible que celle de la croûte océanique. L'activité d'un arc insulaire augmente donc l'épaisseur et diminue la densité moyenne de la croûte océanique sur laquelle il est installé. Après un certain temps d'activité, l'épaississement de la croûte de l'arc insulaire peut donc rendre mécaniquement impossible la subduction de la lithosphère à laquelle elle appartient.

1.1.5 Adakites

Roches calco-alkalines – Adakites – TTG

Dans les zones de subduction, la plupart des magmas formés sont d'affinité calco-alkaline. Ces magmas sont formés par fusion partielle du manteau asthénosphérique, suite à la déshydratation des amphiboles de la plaque subduite. Dans certaines conditions, la subduction peut donner la formation de laves plus rares : **les adakites**. Ces roches diffèrent des laves calco-alkalines car ces dernières sont plus riches en HREE et présentent des anomalies négatives en Sr et Eu (Martin, 1999).

Les adakites ressemblent aux roches de la lignée TTG (tonalites-trondhjemitites-granodiorites). Les TTG sont des roches formées uniquement à l'Archéen, qui diffèrent des adakites par des teneurs plus basses en MgO, Ni et Cr (Martin et Moyen, 2002). Néanmoins, les adakites sont interprétées comme les équivalents modernes des roches de l'Archéen. Ainsi, l'étude des adakites pourrait amener à mieux comprendre les conditions de formation de la croûte Archéenne.

On admet actuellement que les adakites sont issues de la fusion partielle d'un matériel océanique métamorphisé dans des faciès à grenat (amphibolite à grenat ou éclogite ; Defant et Drummont, 1990). En conséquence, les TTG sont considérées comme des roches également dérivées de la fusion partielle (facilitée par les gradients géothermiques élevés de l'Archéen) d'une croûte basaltique métamorphisée à haute pression (Barker and Arth, 1976 ; Hunter et al., 1978 ; Barker, 1979 ; Tarney et al., 1979, 1982 ; Sheraton and Black, 1983 ; Martin, 1986, 1987, 1993 ; Condie, 2003). L'activité des plaques dans l'Archéen est encore discutée, mais on admet l'existence à l'époque de chevauchements horizontaux entre plaques, comparables à la subduction actuelle (Blais et al., 1997).

Les adakites ont également un intérêt économique, car elles sont souvent associées à des gisements d'or et à des porphyres cuprifères (ex : Chili et Equateur, Chiaradia et al., 2004).

Formation de magmas adakitiques

Les conditions favorables à la fusion partielle d'un matériel océanique métamorphisé dans des faciès amphibolite à grenat ou éclogite se rencontrent dans une zone assez étroite dans l'espace pression-température (Fig. 1.6). Il faut : 1. que l'amphibole et les autres minéraux hydratés soient stables : les courbes "D" (Fig. 1.6) marque la déstabilisation des minéraux hydratés (actinote, chlorite ...) en pyroxène et vapeur d'eau (qui va quitter le système), et la courbe "H" correspond à la disparition de l'amphibole ; 2. que le grenat soit stable, donc à plus haute pression que la courbe "G"; 3. et que la fusion (fusion-déshydratation de l'amphibole) puisse se dérouler, donc à plus haute température que la courbe "FDA" (fusion-déshydratation de l'amphibole).

On ne peut donc former d'adakites que dans une étroite "fenêtre", située entre 7 et 20-25 kbar, et entre 600 et 1000 ° C (Fig. 1.6).

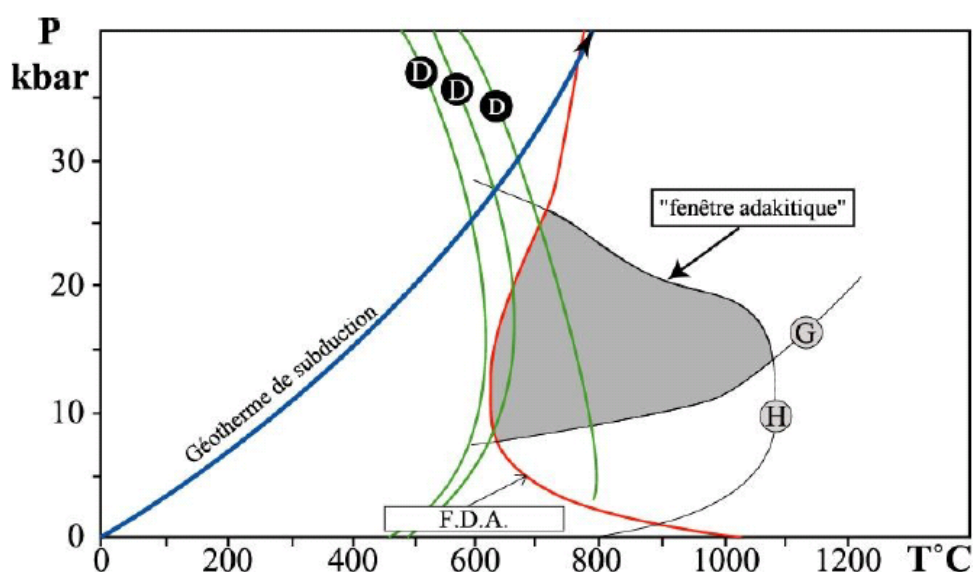


Figure 1.6. Diagramme P-T, montrant le solidus hydraté de l'amphibole dans un basalte hydraté, ainsi que les courbes de déshydratation « D » des minéraux hydratés (actinote, chlorite, talc). La courbe G correspond à la limite inférieure de stabilité du grenat, H correspond à la disparition de l'amphibole et F.D.A. correspond à la fusion-déshydratation de l'amphibole. Le champ gris correspond à la fenêtre adakitique. (Modifié d'après Martin, 1999).

Caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des adakites

Du point de vue pétrographique, les adakites sont constituées généralement de *Amphiboles* + *plagioclases* + *Fe-Ti oxides* ± (*pyroxènes*). Les adakites à pyroxènes sont extrêmement rares, leur présence n'a été signalée qu'aux Aléoutiennes et au Mexique (Kay, 1978 ; Rogers et al., 1985).

Du point de vue géochimique, ces sont des roches de composition intermédiaire à acide ($55 < \text{SiO}_2 \% < 65$), avec de fortes teneurs en Na_2O et Al_2O_3 (7.5% et 15%) et des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0.5$. Le pourcentage de $\text{FeO}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ est proche de 7%, alors que celui des roches calco-alcalines est plus proche de 6%. De la même façon, la valeur de Mg\# est de 0.50 pour les adakites, mais seulement de 0.35 pour les roches calco-alcalines (Martin, 1999).

Les adakites présentent des rapports élevés Sr/Y (49-84) et La/Yb (11-24), et des teneurs faibles en HREE ($\text{Yb} < 1.8 \text{ ppm}$) et $\text{Y} (< 18 \text{ ppm})$. La teneur en Sr est relativement haute (700 ppm), et peut atteindre 2000 ppm. Les adakites présentent également des anomalies positives en Sr et Eu qui indiquent l'absence de fractionnement du plagioclase. Les adakites présentent aussi des anomalies négatives en Nb, mais pas d'anomalies en Zr et Ti.

Du point de vue isotopique, les laves adakitiques sont similaires aux MORB ($^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd} > 0.5129$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.705$).

Localisation des adakites dans le monde

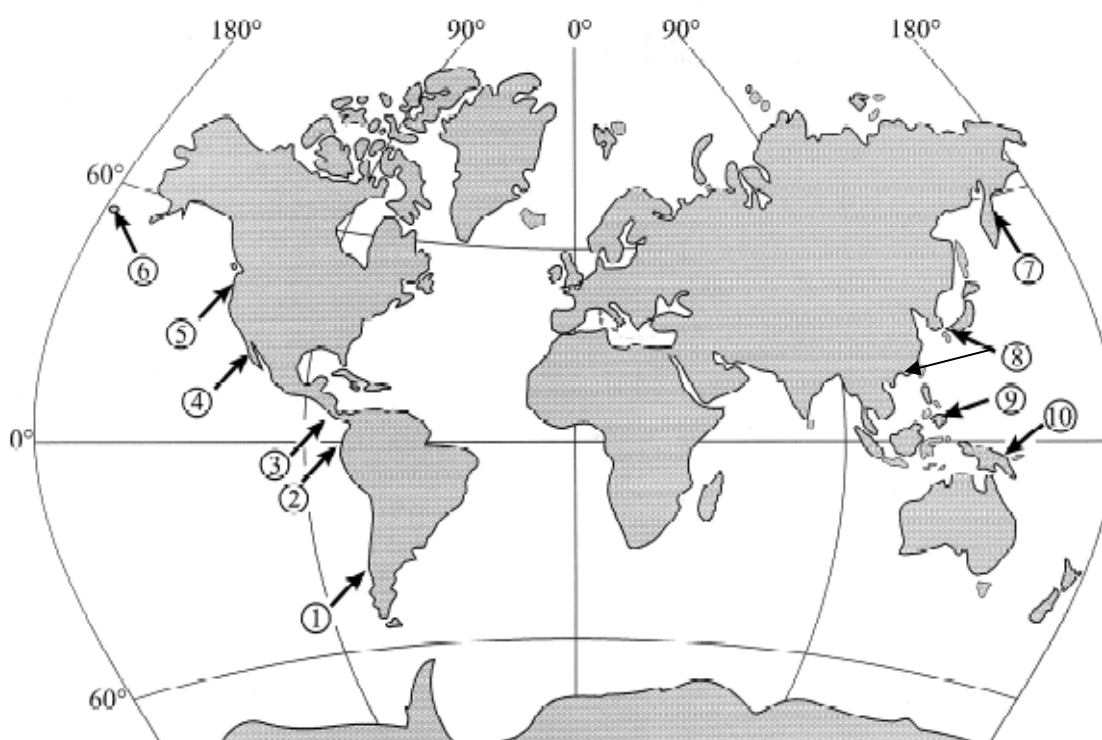


Figure 1.7. Carte des gisements des adakites dans le monde. 1. Sud du Chili, 2. Equateur, 3. Panama et Costa Rica, 4. Mexique, 5. Cascades, 6. Aléoutiennes, 7. Kamchatka, 8. Japon et Chine, 9. Philippines, 10. Nouvelle Guinée (d'après Martin, 1999).

Dans le monde, des adakites ont été trouvées (Fig. 1.7) :

En Amérique : dans le Sud du Chili (Martin, 1987 ; Futa et Stern, 1988 ; Mahlborg Kay et al., 1993 ; Bourgois et al., 1996 ; Drummond et al., 1996 ; Guivel et al., 1999 ; Stern et Kilian, 1996 ; Sigmarsson et al., 1998), en Equateur (Kilian et al., 1995 ; Monzier et al., 1997, 1999 ; Barragán et al., 1998 ; Martin, 1999 ; Bourdon et al., 1999, 2002a, 2002b 2003 ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2006), au Panama et Costa Rica (Defant et al., 1991), au Mexique (Cameron et Cameron, 1985 ; Rogers et al., 1985 ; Saunders et al., 1987), dans les Cascades (Defant et Drumont, 1993), et aux Aléoutiennes (Kay, 1978 ; Myers and Frost, 1994).

En Asie : au Kamchatka (Kepezhinskias, 1989 ; 1995 ; Honthaas et al., 1995), au Japon (Morris, 1995), en Chine (Xu et al., 2002), au Tibet (Chung et al., 2003 ; Hou et al., 2004), aux Philippines (Sajona, 1995 ; Sajona et al, 1996 ; Maury et al., 1996) et en Nouvelle Guinée (Smith et al., 1979).

En résumé, si le contexte géodynamique de formation des adakites est encore controversé, toutes les adakites actuelles ont été trouvées le long la marge circumpacifique, liées à des zones de subduction.

Genèse des adakites

Le mécanisme de formation des adakites est encore controversé, même si le contexte de leur genèse est souvent le même. Les adakites sont presque toujours associées aux zones de subduction, où elles sont alors liées à une anomalie thermique, généralement due à la subduction d'une croûte

océanique jeune, donc encore chaude (≤ 25 Ma, Defant et Drummont, 1990 ; ≤ 20 Ma, Maury et al. 1996 ; Martin, 1999 ; ≤ 5 Ma). Cependant, on connaît aussi des adakites en Chine (Xu et al., 2002), aux Philippines (Sajona et al., 2001) et au Tibet (Chung et al., 2003 Hou et al., 2004) où elles sont associées à des collisions continentales anciennes ou récentes.

Différents modèles différentes des adakites ont été proposés :

- 1) Dans le Sud du Chili, la plaque de Nazca (au nord) et la plaque Antarctique (au sud), séparées par la dorsale active du Chili, entrent en subduction sous la plaque sud-Américaine (point triple du Chili). Cette subduction est oblique, ce qui fait que l'âge de la croûte qui rentre en subduction varie du nord au sud (Guivel et al., 1999). Des adakites récentes ont été découvertes dans la partie la plus méridionale de l'arc chilien (Zone Volcanique Australe), là où la croûte océanique subduite est la plus jeune ; elle seraient donc associées à l'anomalie thermique associée à l'âge de la croûte, mais surtout à la dorsale active en cours de subduction, dont le très fort flux thermique provoquerait la fusion partielle de la croûte subduite.
- 2) En Equateur, la subduction de la ride Canergie (entrée en subduction il y a 1,5 à 7 Ma selon les auteurs) aurait entraîné une subduction plane (Gütscher et al., 1999). La plaque plongeante, anormalement chaude, serait ainsi maintenue dans des conditions pression-température favorables à sa propre fusion (Gütscher et al., 1999 ; Beate et al., 2001 ; Bourdon et al., 2002a, 2002b, 2003).
- 3) Toujours en Equateur, Bourdon et al. (1999) suggèrent que les adakites associées aux volcans Pichincha, Antisana et Sumaco (voir chapitre II) proviennent de la fusion du manteau métasomatisé et hydraté par une longue période de subduction.
- 4) Dans les Andes du nord, un autre modèle suggère la fusion partielle des terrains océaniques accrétés, métamorphisés en faciès amphibolites à grenat lors de leur accréation. La forte épaisseur de la croûte andine aurait alors favorisé la fusion partielle du matériel basaltique accrété à la base de celle-ci (Kilian et al, 1995 ; Arculus et al., 1999). Une variante de ce processus a été proposée dans l'île de Mindanao aux Philippines, où la fusion de lambeaux de croûte océanique tectoniquement accrétés à la base de l'arc, voire incorporés dans le manteau supérieur sous-jacent, et métamorphisés dans un faciès à grenat, puis réchauffés par décompression adiabatique lors du collapse de la chaîne aurait généré des adakites (Maury et al., 1996 ; Sajona et al., 2001).
- 5) La présence d'adakites en zones de collision continentale a également été mentionnée. Au Tibet, l'épaississement de la croûte (> 50 km) facilite le métamorphisme en faciès amphibolite à grenat de la croûte inférieure basique, où pourrait se produire une fusion partielle (Chung et al., 2003 ; Hou et al., 2004). En Chine dans la région de Ningzhen, des magmas adakitiques ont été émis au Crétacé inférieur, époque à laquelle l'épaisseur de la croûte continentale aurait été de plus de 40 km (Xu et al., 2002). Le même processus a été invoqué pour les tonalites de la Cordillère Blanche des Andes du Pérou qui seraient issues de la remobilisation de matériel basique sous-plaqué sous la croûte continentale andine (Atherton et Petford, 1993).

1.2 Présentation de la chaîne des Andes

La chaîne andine est le trait morphologique le plus important du continent sud-américain. Elle s'étend sur 8000 km, le long de la marge W du continent et peut être divisée en trois segments différents séparés par deux déflexions (Fig. 1.8) :

1. Les Andes du Nord (12°N – 5°S) comprennent l'Ouest du Venezuela, la Colombie et l'Equateur. La direction des Andes y est NNE-SSW.

Une première déflexion dans l'extrême Nord du Pérou (Huancabamba), marque le changement de direction de la chaîne qui passe de NNE (Equateur) à SE (Pérou).

2. Les Andes centrales (5°S - 18°S) incluent le Pérou et la Bolivie. C'est dans ce segment que les Andes atteignent une largeur et une altitude moyenne maximales.

Une deuxième déflexion à la frontière Pérou - Chili (Arica, 18°S), est également marquée par un changement de direction de la chaîne qui devient N-S au Chili.

3. Le segment des Andes du Sud, long de 4000 km, s'étend entre Chili et Argentine

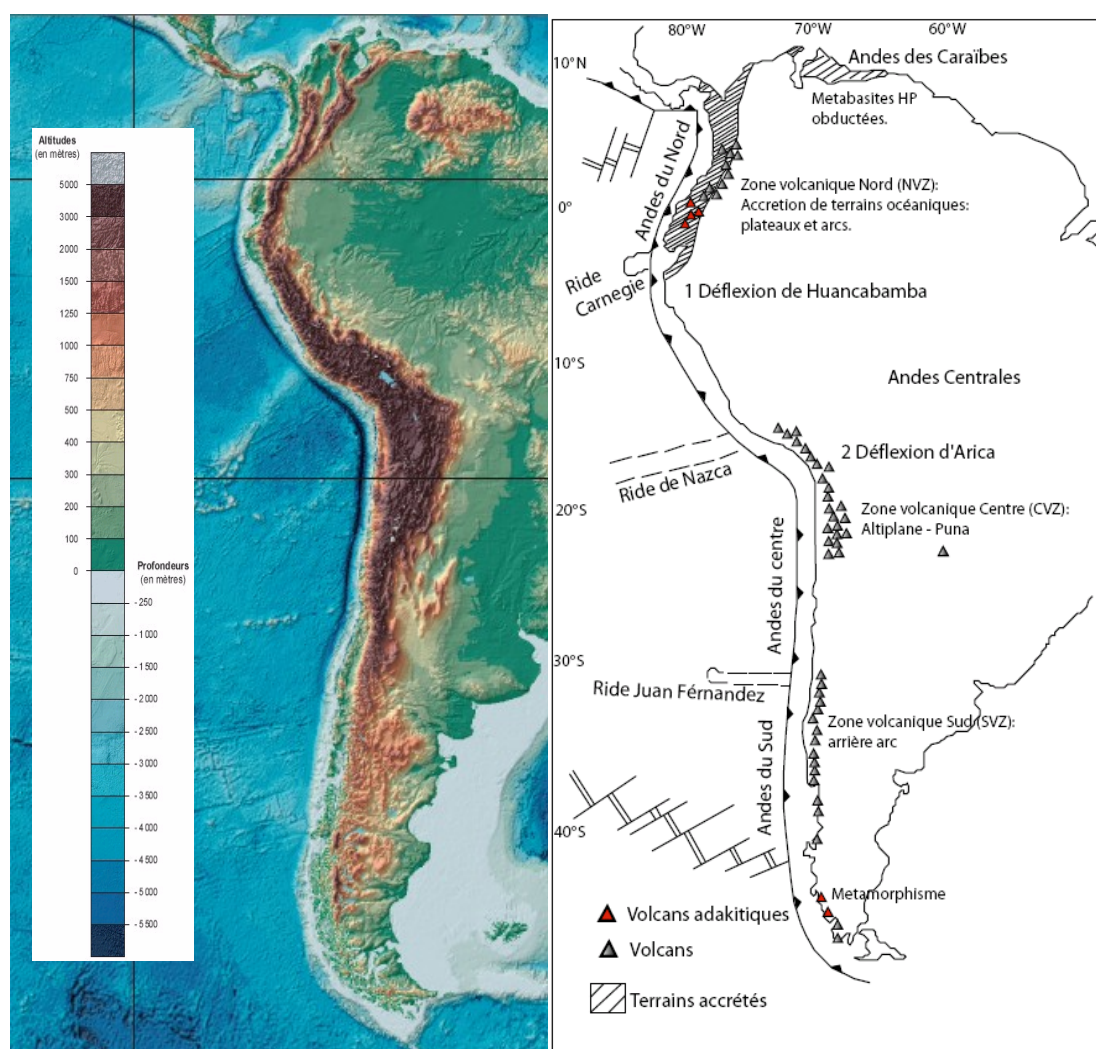


Figure 1.8. Topographie de la chaîne des Andes. On distingue trois domaines: Andes du Nord, Andes Centrales et Andes du Sud, séparés par les déflexions de Huancabamba et d'Arica (d'après Alemán et Ramos, 2000).

L'histoire andine peut être divisée en quatre phases principales (Fig. 1.9) (Alemán et Ramos, 2000):

- 1) Constitution de la proto-marge de Gondwana qui consiste en l'amalgamation et la collision de différents terrains du Paléozoïque supérieur (Fig 1.9a et b).
- 2) Formation des chaînes Gondwaniennes à la fin du Paléozoïque, première chaîne de montagnes développée le long de la marge pacifique et chaîne des Alleghanides liée à la fermeture de l'océan lapetus et à la formation du supercontinent de la Pangée (Fig. 1.9 c, d, e).
- 3) Extension généralisée à partir du Trias supérieur, lors de la fragmentation de la Pangée qui met en contact les océans Pacifique et Atlantique au niveau des Caraïbes (Jurassique supérieur) et verra l'ouverture de l'Atlantique Sud (Crétacé inférieur).
- 4) Le dernier stade, à partir du Crétacé moyen, est responsable de l'orogénèse actuelle et inclut une grande variété de phénomènes tectoniques : raccourcissement tectonique de la plaque supérieure, collisions....

C'est cette dernière étape de l'évolution, ou cycle andin, que nous développons dans ce qui suit.

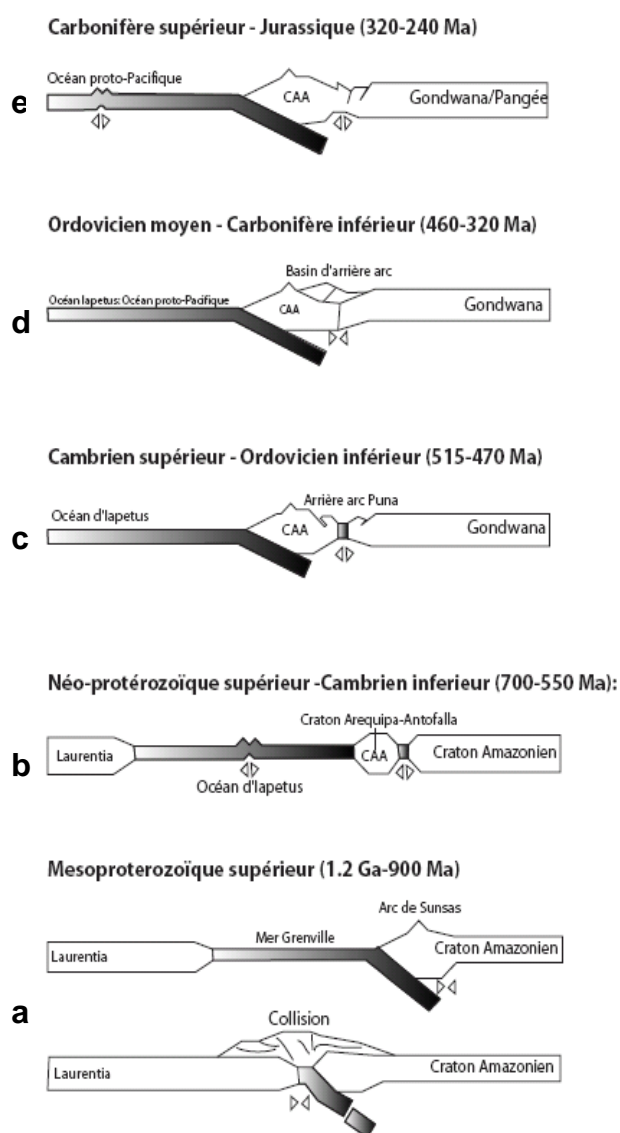


Figure 1.9. Histoire tectonique andine : a), b) et c) Constitution de la marge proto-gondwaniennne. d) formation des chaînes gondwaniennes. e) Extension généralisée (d'après Jaillard et al. 2000).

1.2.1 Andes du Sud (Mpodpozis et Ramos, 1989 ; Hervé et al., 2000 ; Ramos, 2000).

La subduction de la plaque Pacifique sous la lithosphère continentale sud-américaine a commencé depuis le Jurassique inférieur au moins. Un régime tectonique extensif domine au Mésozoïque inférieur et moyen, en relation avec la fracturation de la Pangée, permettant le développement d'une épaisse sédimentation marine dans les bassins arrière-arc. Cette situation, interrompue au Jurassique terminal par une crise tectonique, se rétablit au Crétacé inférieur.

L'inversion du régime tectonique se produit au Crétacé moyen. A partir de cette date, les déformations compressives apparaissent et deviennent de plus en plus fréquentes et intenses avec le temps, provoquant la fermeture des bassins sédimentaires et la surrection lente de la marge qui émerge. A ce contexte s'ajoute l'influence de la subduction oblique qui induit des décrochements le long de failles parallèles à la zone de subduction.

Paléocène : En conséquence de l'obliquité de la subduction, des failles décrochantes et des bassins en *pull-apart* se forment. Les contraintes générées par la subduction sont telles qu'au niveau de l'avant arc, la croûte subduite est cassée au nord.

L'histoire magmatique récente et actuelle de la partie nord des Andes du sud, est contemporaine du raccourcissement et de l'élévation du relief en Patagonie (Fig 1.10). Au sud, la plaque Farallon plonge en subduction avec un angle plus faible qu'au nord.

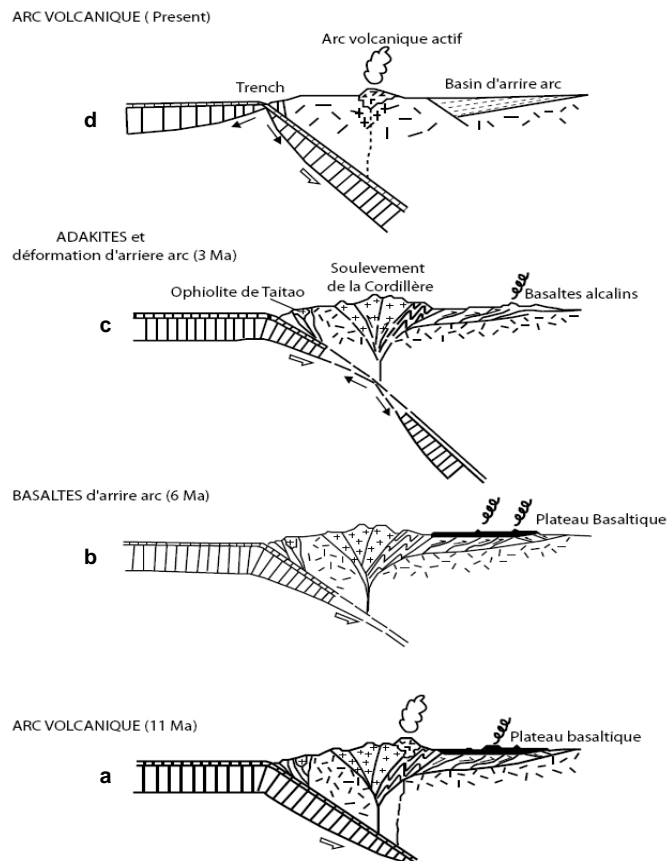


Figure 1.10. Evolution tectonique des Andes du Sud au Néogène.
a) Subduction et arc volcanique actif, b) Formation de roches métamorphiques au coeur de la structure en fleur et émission de basaltes alcalins dans l'arrière arc c) exhumation des parties profondes et mise en place d'adakites, d) Formation d'un bassin arrière arc et réactivation du volcanisme d'arc (modifié de Ramos et al., 2000)

1.2.2 Andes Centrales (Mégard, 1984 ; Sempéré, 1995 ; Jaillard et al., 1995 ; 2000).

Elles constituent l'exemple type d'une « chaîne liminaire » liée à la subduction d'une plaque océanique sous une lithosphère continentale (e.g. Mégard, 1984).

Après les dépôts clastiques continentaux tardi-hercyniens (Permien-Trias inférieur), le Trias supérieur est marqué par une tectonique extensive, une transgression marine et un événement thermique marqué par la mise en place de nombreux granites d'anatexie.

La naissance au Lias d'un puissant arc magmatique illustre l'existence d'une subduction. Le régime extensif permet le dépôt d'épaisses séries carbonatées liasiques dans les bassins d'arrière-arc (Fig. 1.11a). Le Jurassique moyen montre une régression marine, suivie de déformations compressives qui culminent au Jurassique terminal avec des hiatus et discordances, et la mise en place d'un nouvel arc magmatique.

Le Crétacé inférieur est une période de quiescence tectonique et de sédimentation clastique en régime plutôt distensif. L'arrivée de tels sédiments serait liée au rifting de l'Atlantique Sud et/ou à un changement climatique. Plus au Sud (Nord Chili), la sédimentation reste carbonatée.

Comme en de nombreux points du monde, le Crétacé moyen (Albien) voit le passage à un régime tectonique compressif, qui provoque la surrection des parties occidentales de la marge (Arc Casma au Pérou, proto-Cordillère de Domeyko au Chili). L'activité tectonique augmente au cours du Crétacé supérieur, pour culminer au Crétacé terminal avec l'émersion généralisée de la marge andine (Fig. 1.11b). L'activité de l'arc magmatique est marquée par la mise en place de l'imposant « batholite côtier » péruvien.

L'intervalle Paléocène-Eocène est dominé par une intense activité de l'arc magmatique, avec mise en place d'énormes calderas et des intrusifs associés (Fig. 1.11c). La limite Paléocène-Eocène est marquée dans toute la zone par une discordance érosive associée à des déformations en compression. Après une transgression locale de l'Eocène moyen, les déformations compressives de l'Eocène supérieur (phase incaïque) gagnent les zones orientales de la marge (Bolivie), provoquant l'élargissement et la migration vers l'Est de l'arc magmatique, et marquant le début de l'orogénèse andine.

A l'Oligocène-Miocène inférieur, la surrection en compression de la Cordillère Orientale induit la naissance de deux traits morphologiques majeurs : les bassins intra-montagneux (dont l'Altiplano) entre Cordillères occidentale et orientale, et le bassin d'arrière arc qui se transforme progressivement en bassin d'avant-pays (Fig. 1.11d).

L'important raccourcissement tectonique du Miocène supérieur provoque la surrection rapide de la Cordillère Orientale ainsi que celle de l'Altiplano-Puna. L'épaississement crustal subséquent est à l'origine de l'épaisse racine crustale de nature continentale des Andes centrales, et probablement de la genèse au Pliocène d'énormes quantités d'ignimbrites par fusion crustale.

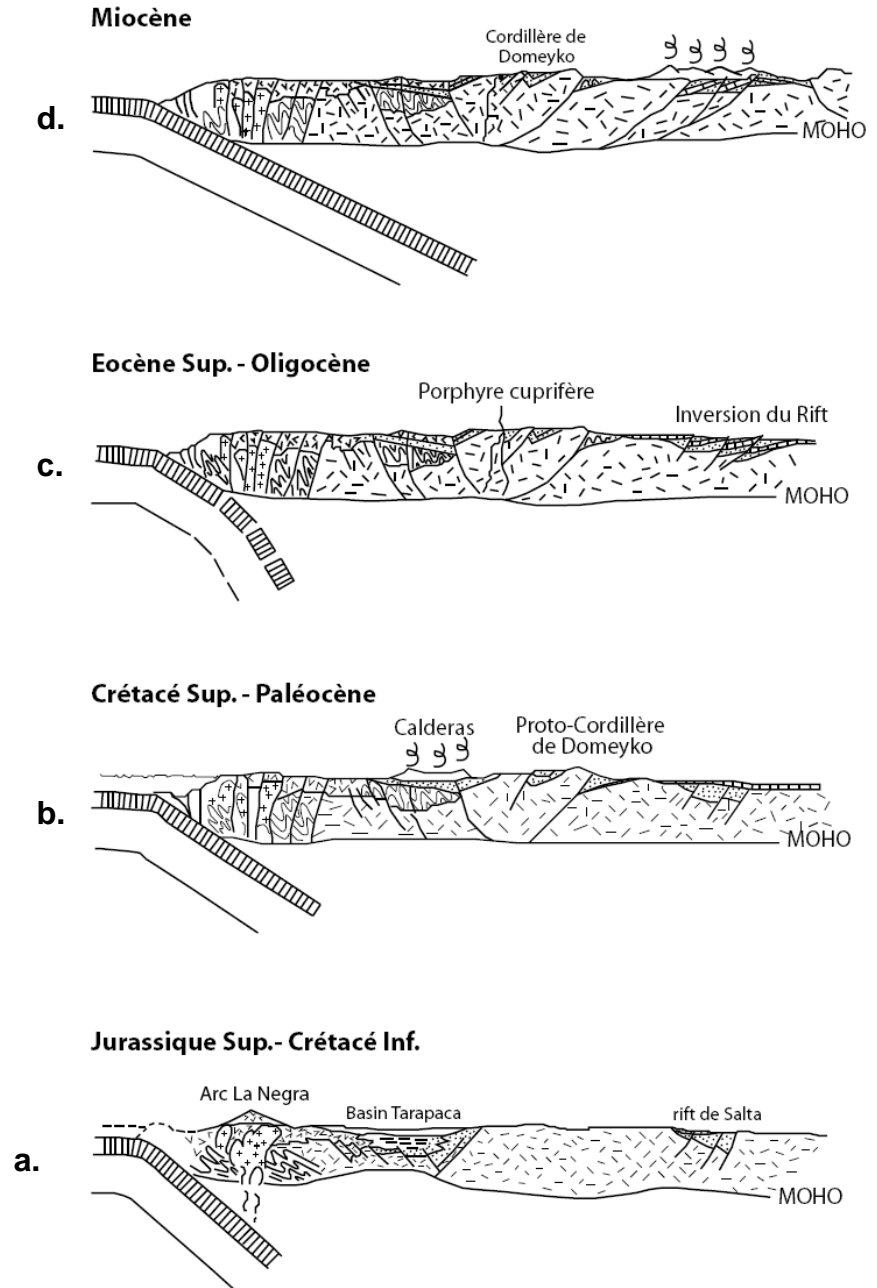


Figure 1.11. Evolution tectonique des Andes du Nord du Chili.
a) Extension arrière arc associée à un volcanisme actif,
b) Surrection de la proto-Cordillère de Domeyko,
c) Mise en place des porphyres cuprifères, inversion tectonique en compression et subduction oblique, et
d) Déformation et migration de l'arc et formation de la Cordillère de Domeyko (d'après Alemán et Ramos, 2000).

1.2.3 Andes du Nord

La partie nord de l'Amérique du Sud se différencie des autres parties de la chaîne par la présence de terrains océaniques, accrétés à la marge andine depuis le Crétacé supérieur (e.g. Gansser, 1973 ; Aubouin, 1973 ; Goossens & Rose, 1973 ; Fig. 1.8), par un raccourcissement tectonique apparemment faible (Vega, 1998 ; Rivadeneira et al., 1999), et par une altitude moyenne inférieure à celle des Andes centrales.

Les Andes septentrionales sont constituées d'une Cordillère occidentale formée des terrains océaniques accrétés, d'une Cordillère centrale (en Colombie) ou Royale (en Equateur) formée de roches métamorphiques continentales, et d'une zone subandine en Equateur ou Cordillère Orientale

de Colombie, faite de sédiments des bassins orientaux plus ou moins soulevés et déformés. La reconstitution de l'évolution de la marge andine de cette région est donc basée sur l'étude des zones orientales andines.

Le Trias supérieur voit se développer, au Nord (Colombie, Nord de l'Equateur), une série de bassins continentaux à remplissage partiellement volcanoclastique lié au début du rifting téthysien (Jaillard et al., 1990), et au Sud (Sud Equateur) une plate-forme carbonatée subsidente, connectée au bassin péruvien. Au Sinémurien, un puissant arc magmatique continental se développe dans toute la région (Aspden et al., 1987), générant à l'Ouest des laves andésitiques et intrusions granodioritiques (Cordillère Real et zone subandine d'Equateur ; Romeuf et al., 1995), et à l'Est des dépôts clastiques continentaux rouges d'arrière arc (Bassin oriental), bordés localement à l'Est par une plate-forme carbonatée et évaporitique. L'activité de cet arc semble s'interrompre vers ≈ 140 Ma (Jurassique supérieur (Aspden et al., 1987), probablement à la suite d'un important changement dans la cinématique des plaques (Jaillard et al., 1990 ; 1995). Cette période est suivie par une long hiatus d'érosion.

La sédimentation reprend au Crétacé inférieur par des grès continentaux à littoraux transgressifs (Aptien-Albien inférieur ?), suivis par une transgression marine diachrone du Sud-Ouest au Nord-Est (Robert et al., 2002), qui dépose des argiles, marnes et grès de plate-forme marine. Le Crétacé moyen enregistre une série de transgressions et régressions et un contexte tectonique stable, suivis à partir du Turonien supérieur, par de discrètes déformations synsédimentaires (Christophoul, 1999). Le Santonien enregistre selon les endroits des hiatus érosifs ou l'arrivée de dépôts terrigènes, suivis au Campanien moyen à supérieur d'une discontinuité majeure enregistrée dans toutes les zones orientales (Jaillard et al., 1997 ; 2005 ; Helenes & Somoza, 1999), contemporaine de l'accrétion des premiers terrains océaniques (voir plus loin). Une dernière transgression au Maastrichtien inférieur est suivie du dépôt de sédiments terrigènes fins d'âge Maastrichtien supérieur à Paléocène (Toro Álava, 2007).

A partir du Paléocène supérieur, une série d'événements tectoniques datés du Paléocène supérieur, Eocène inférieur, Eocène supérieur, Oligocène supérieur et Miocène supérieur est enregistrée par des discontinuités importantes (Christophoul et al., 2002 ; Hungerbühler et al., 2002) ou des phases de surrection/érosion rapide (Spikings et al., 2000 ; Ruiz et al., 2004). Le Miocène moyen ($\approx 15-10$ Ma) correspond à un tournant dans l'évolution orogénique, puisque le bassin arrière-arc évolue alors en bassin d'avant-pays (Jaillard et al., 2007 ; Toro et al., sous presse), les Andes enregistrent une surrection rapide (Hungerbühler et al., 2002 ; Spikings et al., 2000) et l'arc magmatique migre vers l'Est (Barragán et al., 1998).

L'absence de raccourcissement important de la lithosphère supérieure continentale, l'absence de subduction océanique et donc d'activité de l'arc magmatique entre le Jurassique supérieur et l'Eocène supérieur, impliquent que la racine crustale des Andes d'Equateur n'a pas la même origine que celle des Andes centrales, pour lesquelles le raccourcissement de la croûte andine, le sous-placage de matériel arraché par érosion tectonique et le sous-placage magmatique au niveau de l'arc sont les principaux mécanismes invoqués (Allmendiger et al., 1997 ; Scheuber & Giese, 1999 ; Giese et al., 1999 ; Rochat et al., 1999).

L'origine du relief des Andes septentrionales, et donc des Andes d'Equateur est donc probablement à rechercher dans la présence des terrains océaniques accrétés.

1.3 Les Andes d'Equateur

L'Equateur peut être divisé en trois zones géographiques qui sont d'Est en Ouest (Fig. 1.12) : le bassin oriental ou « Oriente », La Cordillère des Andes ou « Sierra », La zone côtière ou « Costa ».

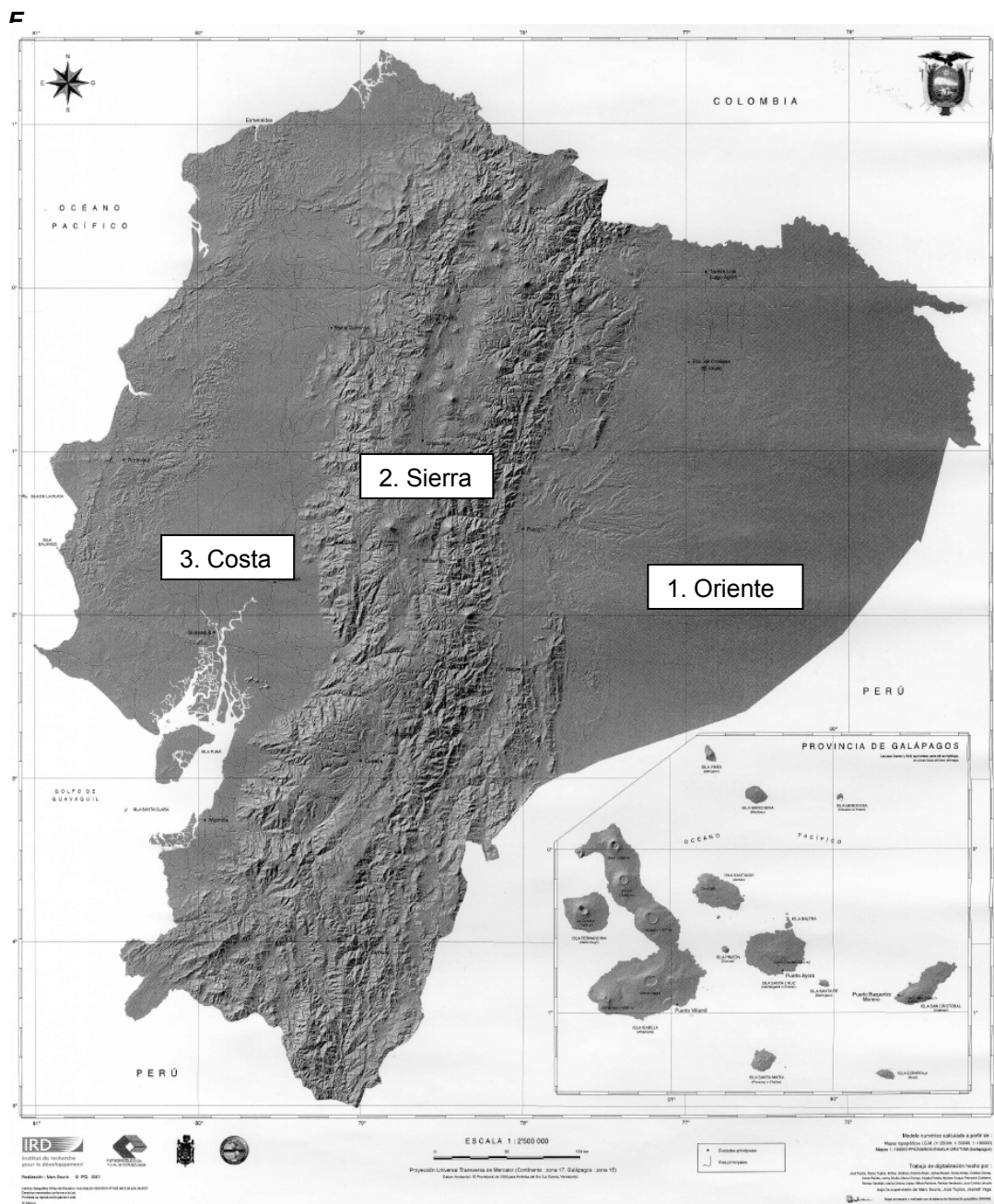


Figure 1.12. Différents traits morphologiques et géologiques en Equateur (MNT de l' IRD).

1) L'Oriente représente le bassin d'arrière arc de la Cordillère des Andes, actuellement déformé selon des directions NNE-SSW. L'ouest de cette zone présente des faciès volcano-clastiques représentant les produits d'un arc volcanique jurassique ($\approx 190\text{-}140$ Ma, Aspden et al., 1987 ; Jaillard et al. 1990), surmontés par les sédiments marins crétacés, et continentaux tertiaires. Le bassin oriental lui-même est rempli de grès continentaux rouges jurassiques, de marnes et calcaires marins crétacés,

surmontés de dépôts paléogènes lacunaires, continentaux à saumâtres, puis continentaux et grossiers, d'âge Miocène supérieur à Actuel. Des failles décrochantes dextres forment en profondeur des structures positives en fleur explorées par l'industrie pétrolière.

2) La Sierra est constituée par la Cordillère Real et la Cordillère Occidentale.

La *Cordillère Real* à l'Est est constituée de roches paléozoïques et mésozoïques métamorphisées, partiellement recoupées ou recouvertes par des roches intrusives et volcaniques tertiaires (Litherland et al., 1994). Elle est séparée de l'Orient à l'Est par une faille inverse majeure, et à l'Ouest par une faille raide, dextre à inverse (Faille Peltetec). L'absence d'activité magmatique sur la marge équatorienne entre 140 et 40 Ma montre qu'il n'y a pas eu de subduction sous cette marge entre le Jurassique terminal et l'Eocène supérieur.

La *Cordillère Occidentale* est formée de terrains océaniques, accrétés entre le Crétacé supérieur et le Paléocène (voire l'Eocène ?), comprenant localement une couverture sédimentaire, pélagique fine puis clastique, et recoupés par les intrusions de l'arc magmatique Eocène supérieur-Actuel (Jaillard et al., 2000 ; Kerr et al., 2002).

Entre ces cordillères, la vallée inter-andine est une dépression tectonique formée au Miocène supérieur, et remplie de produits continentaux et volcano-clastiques (Marocco et al., 1995 ; Winckler et al. 2005).

3) La Costa représente la zone actuelle d'avant-arc. Elle est formée d'un substratum de laves basiques, dolérites et roches pyroclastiques à affinité de plateaux océanique, surmonté par des roches de type arc insulaire, d'âge Crétacé supérieur (Jaillard et al., 1995 ; Vanmelle et al., soumis). Ce substratum est recouvert en discordance par les sédiments marins d'avant-arc d'âge Eocène à Pléistocène, et est fracturé par des failles verticales liées aux mouvements andins.

La partie ouest de l'Equateur (Cordillère occidentale et Costa), de nature océanique, présente quatre unités tectoniques principales accrétées, que l'on peut regrouper en deux unités magmatiques correspondant à deux plateaux océaniques crétacés formés dans le Pacifique.

Le plateau San Juan s'est formé au Crétacé inférieur (≈ 120 Ma, Lapierre et al., 2000 ; ≈ 105 Ma, Mamberti et al., 2004), alors que le Plateau Piñón-Guaranda présente les mêmes caractéristiques géochimiques que le Plateau Océanique Colombien-Caraïbe (CCOP, Kerr et al., 1997), et comprend une couverture sédimentaire datée du Coniacien-Santonien. Le plateau Piñón-Guaranda est donc corrélé avec le CCOP (Mamberti et al. 2003), daté ailleurs du Turonien-Coniacien (≈ 90 Ma, Sinton et al., 1998). Cependant les laves associées à la plaque caraïbe ont donné des âges allant de l'Albien au Paléocène (e.g. Mauffret et al., 2001).

Ces plateaux océaniques sont surmontés d'arcs insulaires, généralement d'âge Campanien moyen à Maastrichtien moyen (Benítez, 1995 ; Ordoñez, 1996 ; Boland et al., 2000 ; Vanmelle et al., soumis) et situés sur la Côte ou dans le Nord de la Cordillère occidentale. L'arc insulaire Macuchi, installé sur le plateau de Guaranda, se serait mis en place entre le Crétacé supérieur et l'Eocène (70 - 50 Ma ?).

Les terrains océaniques viennent s'accréter et se sous-plaquer sous la marge équatorienne au Crétacé supérieur et au Paléocène supérieur (Jaillard et al., 1995 ; 2004 ; 2007 ; Vanmelle et al., sou-

mis). Le plateau San Juan s'accrète au Campanien supérieur (75 Ma), le terrain Guaranda au Maastrichtien supérieur (68 Ma), et le terrain Piñón au Paléocène supérieur (≈ 58 Ma) (Tableau 1.1). Cependant Vallejo et al. (2006) et Luzieux et al. (2006) ont récemment proposé que l'ensemble des unités océaniques s'étaient accrétées au Campanien supérieur. Dans tous les cas, l'absence d'arc magmatique en Equateur et Colombie au Crétacé et Paléogène suggère que ces accrétions n'ont pas été précédées de subduction, et qu'il n'y avait que peu, voire pas, de croûte océanique entre la marge équatorienne et les plateaux océaniques.

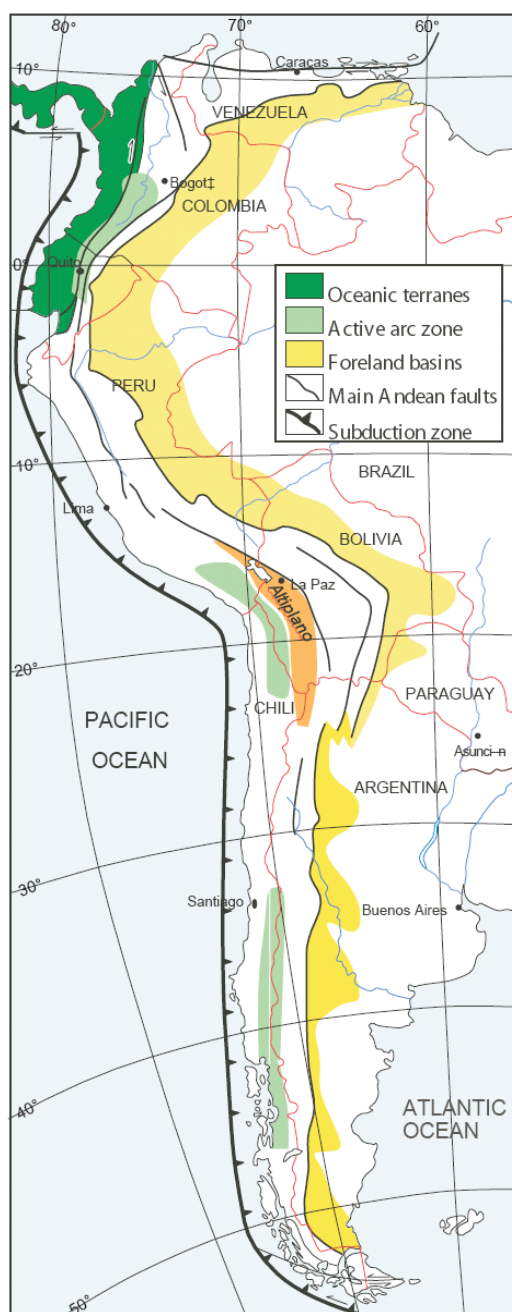


Figure 1.13. La partie nord d'Amérique du sud se différencie du reste des Andes par la présence de terrains océaniques accrétés au Crétacé supérieur Paléogène (Jaillard et al. 2002)

En conclusion Lors de leur accréation et de leur sous-plaquage les terrains vont subir un métamorphisme de haute pression – basse température, métamorphisme que l'on trouve dans les zones de subduction. De densité plus faible que le manteau, ce matériel constitue alors en partie la racine crustale des Andes équatoriennes. Le relief des Andes est partout soutenu par une racine crustale de densité faible. La différence d'altitude moyenne entre Andes du Nord (≈ 2500 m) et Andes Centrales (≈ 4000 m) réside dans la nature de cette racine crustale. Pour les Andes centrales, cette racine est de nature continentale ($\rho = 2,7$), alors qu'elle est d'origine océanique ($\rho = 2,9$) dans les Andes du Nord (Fig. 1.13).

Après leur accréation, la subduction de la plaque paléo – Pacifique s'effectue sous les terrains océaniques sous-plaqués. A partir de l'Eocène supérieur – Oligocène inférieur, un arc volcanique se développe au travers de, et sur les terrains océaniques, puis migre légèrement et progressivement vers l'Est au cours du temps (McCourt et al., 1998 ; Hughes et Pilatasig, 2002 ; Hungerbühler et al., 2002). Cet arc magmatique est supposé avoir réchauffé les parties profondes des terrains océaniques, induisant leur métamorphisme de Haute Température, et éventuellement leur fusion partielle. En effet, à partir du Miocène supérieur, l'arc volcanique produit des laves adakitiques, classiquement interprétées comme issues de la fusion de matériel océanique métamorphisé dans un faciès à grenats.

Des accidents transpressifs dextres recoupent les terrains accrétés de la Cordillère Occidentale à partir de l'Oligocène. Il s'agit de failles kilométriques subverticales orientées Nord-Sud à NNE-SSW, qui impliquent les formations de l'arc magmatique oligo-miocène, et ré-utilisent en partie les sutures entre terrains accrétés. La contrainte

transpressive donne naissance à une structure « en fleur », dont le jeu a permis l'exhumation en son centre, d'écaillés profondes de natures variées, constituant ainsi un échantillonnage aléatoire des parties profondes de la Cordillère Occidentale. Il s'agit de metabasites de haut grade, de métasédiments, ainsi que de roches magmatiques et d'ultrabasites mantelliques non déformées et peu métamorphisées.

Ces failles sont ensuite recoupées par des accidents dextres plus récents, orientés NE-SW, qui affectent les laves datées du Miocène moyen à supérieur. Ces derniers accidents soit déforment, soit sont intrudés par de petits plutons tonalitiques et granodioritiques. En effet, l'arc magmatique équatorien est marqué, à partir du Miocène supérieur, par la présence de petits plutons acides à intermédiaires, datés jusqu'ici de 10 à 6 Ma (McCourt et al., 1998), dont certains ont été déterminés comme des tonalites (Hughes and Pilatasig, 2002). Ces stocks acides, interprétés comme les parties intermédiaires de l'arc magmatique miocène, pourraient représenter les premiers témoins du magmatisme à tendance adakitique qui marque le volcanisme actuel d'Equateur.

1.3.1 Stratigraphie

Terrain San Juan

Le terrain San Juan affleure en Equateur le long de la partie W de la Vallée inter-andine et à l'est de la Cordillère Occidentale (Fig. 1.14). Ce terrain a été daté par Lapierre et al. (2000) par la méthode Sm/Nd, et par Mamberti et al. (2004) par la méthode Ar/Ar, de 123 ± 13 Ma et 105 Ma, respectivement.

Une coupe du Terrain San Juan (Mamberti et al., 2004 : 20 km SW de Quito), montre des roches ultrabasiques : péridotites, cumulats foliés et gabbros foliés ou isotropes. Ces roches montrent des spectres de REE aplatis, avec un léger enrichissement de LREE pour les gabbros et un léger appauvrissement pour les péridotites. Elles ont été interprétées comme formant une chambre magmatique du plateau océanique San Juan (Mamberti et al., 2004).

Le terrain San Juan est tectoniquement associé à des séries de turbidites de grain fins à moyen et des arénites lithiques et feldspathiques du Maastrichtien Inférieur. Cette série est appelée Formation Yunguilla (Bristow & Hoffstetter, 1977 ; Jaillard et al., 2004 ; sous presse). Ces dépôts ont été interprétés comme scellant l'accrétion du plateau à la marge équatorienne, intervenue au Campanien supérieur (Hugues & Pilatasig, 2002 ; Kerr et al., 2002 ; Jaillard et al., 2004 ; 2007).

Terrain Guaranda

Le terrain Guaranda affleure dans la Cordillère Occidentale, et est séparé du Terrain San Juan par la faille Pujilí (Fig. 1.14) (McCourt et al., 1998 ; Kerr et al., 2002). Ce terrain n'est pas daté directement, mais il est surmonté par des radiolarites datées ailleurs du Santonien (Boland et al., 2000) et des cherts pélagiques campano-maastrichtiens (Jaillard et al., 2004) qui permettent d'attribuer à ce terrain un âge anté-Santonien.

Du point de vue pétrographique, le terrain Guaranda est composé de hyaloclastites, pillow lavas, dolérites et gabbros (Mamberti et al., 2003). Le terrain est aussi caractérisé par la présence de

basaltes riches en Mg (ankaramites et picrites ; Mamberti et al., 2003). Les ankaramites montrent des spectres de REE aplatis avec un léger enrichissement en LREE, et le spectre des picrites est très appauvri en LREE. Toutes ces roches ont été interprétées comme issues d'un plateau océanique formé par un panache mantellique (Kerr et al., 2002 ; Mamberti et al., 2003).

Les signatures pétrographiques et géochimiques de ce plateau sont très similaires à celles du plateau Caraïbe (Kerr et al., 2002 ; Mamberti et al., 2003). Le plateau Guaranda est donc interprété comme une partie du plateau Caraïbe formé au Turonien-Coniacien (92-86 Ma ; Sinton et al., 1998).

L'arrivée soudaine et massive de quartz détritique dans la séquence océanique indiquerait l'accrétion du plateau à la marge continental au Maastrichtien supérieur (Jaillard et al., 2004).

Terrain Macuchi

Le Terrain Macuchi constitue la partie ouest de la Cordillère Occidentale (Fig. 1.14) (McCourt et al., 1988 ; Kerr et al., 2002). Cette unité est formée de dépôts volcanoclastiques à intercalations de laves en coussins, andésites, hyaloclastites et tuffs, et recoupé par des intrusions de dolérites et andésites (Egüez 1986 ; Kerr et al., 2002). Sur les plans minéralogique et géochimique, ces roches sont riches en Mg et présentent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti (Kehrer & Van der Kaaden, 1979 ; Kerr et al., 2002), caractéristiques d'arc primitif (Kerr et al., 2002). Les anomalies positives en Pb sont interprétées comme liées à une contamination du substratum probablement représenté par le plateau Caraïbe (Chiaradia & Fontboté, 2002 ; Chiaradia et al., 2004).

L'âge du Terrain Macuchi est mal connu. D'une part, l'unité est surmontée par une séquence sédimentaire d'âge Eocène moyen, d'autre part, le terrain est localisé entre des terrains accrétés au Maastrichtien supérieur à l'est et au Paléocène supérieur à l'ouest, enfin, il a fourni un âge Crétacé terminal (68 ± 11 Ma, Spikings et al., 2005). Finalement, les laves du Terrain Macuchi montrent une signature isotopique similaire à celle des arcs insulaires crétacé terminal d'Equateur. Ces données suggèrent que le terrain pourrait être d'âge Crétacé supérieur à Paléocène.

Terrain Piñón-Naranjal

Le Terrain Piñón affleure le long de la côte équatorienne (Guayaquil, Manta, Pedernales et Esmeraldas ; Fig. 1.14). Il consiste en basaltes, laves en coussins, dolérites et quelques intrusions gabbroïques. Généralement, les basaltes ont des valeurs faibles en SiO_2 (<50%) et Al_2O_3 (13.5 – 15.8%), moyennes en MgO (5 – 9%) et élevées en CaO (9 – 13%) et TiO_2 (1 – 2%). Le spectre des terres rares montre un léger appauvrissement en LREE, typique des basaltes de plateaux océaniques (OPB) (Reynaud et al., 1999 ; Pourtier, 2001).

Dans la zone de Pedernales, Mamberti (2001) décrit des basaltes riches en Mg (picrites = 21.2%), pauvres en Al (10.6%) et Ti (0.25%), présentant des textures en plume. Les picrites de Pedernales sont très comparables aux basaltes de l'île de Gorgona, en Colombie, suggérant que le Terrain Naranjal-Piñón d'Equateur et le terrain de Colombie, proviennent du même plateau océanique. Des intercalations sédimentaires à radiolaires et foraminifères à l'ouest de Guayaquil, ont permis de dater la Formation Piñón de l'intervalle Coniacien – Campanien (Vanmelle et al., soumis) confirment l'âge de 86 Ma obtenu par Luzieux et al. (2006).

Dans la partie ouest de la Cordillère Occidentale du Nord de l'Equateur, un substratum de nature plateau océanique, le Terrain Naranjal (Kerr et al., 2002), est principalement composé de laves et produits volcanoclastiques à affinités d'arc insulaire (Arc Naranjal). L'arc Naranjal est associé à des sédiments pélagiques océaniques d'âge Campanien supérieur - Maastrichtien (Boland et al., 2000). Cet arc est contemporain des arcs San Lorenzo du sud-ouest de l'Equateur (Lebrat et al., 1987) et Ricaurte du sud de la Colombie (Spadea & Espinoza, 1996).

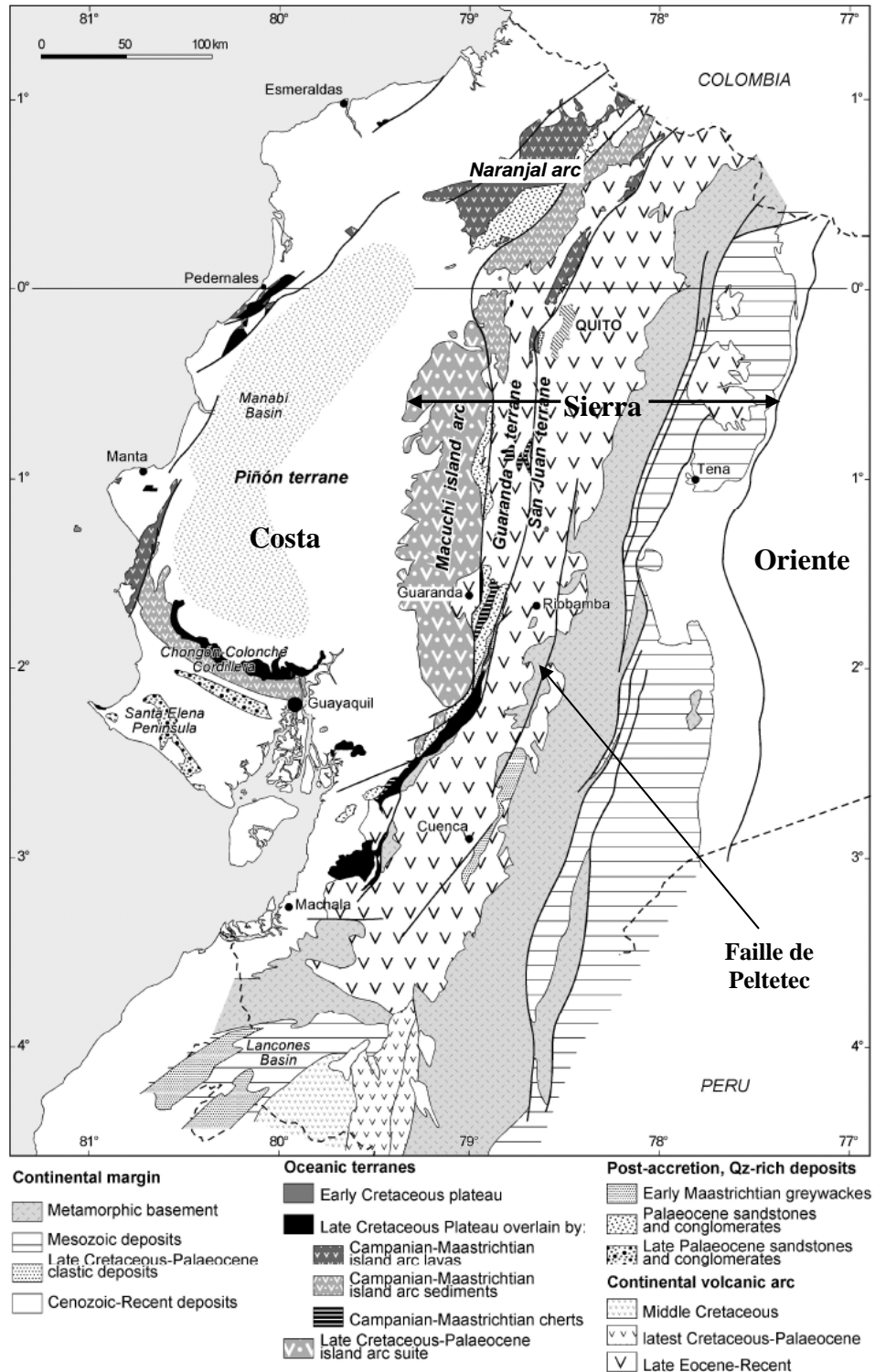


Figure 1.14. Terrains océaniques accrétés à la marge W de l'Equateur, (D'après, Jaillard et al., 2002).

Terrain	Localisation en Equateur	Age du Plateau	Arc insulaire associé (Campanien-Maastrichtien)		Premiers sédiments à quartz	Age de l'accrétion
San Juan	Centre	Crétacé inf.	?		Fm. Yunguilla Maastrichtien inf.	Campanien sup. (75 Ma)
Guaranda	Nord	Crétacé sup.	Río Cala		Fm. Saquisilí Paléocène inférieur	
	Centre et Sud	Crétacé sup.	Pas d'arc, sédiments associés (cherts)			Maastrichtien sup. (68 Ma)
Macuchi	Centre	?	Macuchi Crétacé terminal-Paléocène ?		Fm. Apagua Eocène moyen	Paléocène sup. ?
Naranjal- Piñon	Côte Nord	Crétacé sup.	Naranjal		Fm. La Cubera Paléocène	Paléocène sup.
	Côte Sud	Coniacien	W	E	Gp. Azúcar Paléocène terminal	Paléocène supérieur (58 Ma)
			San Lorenzo	Cayo		

Tableau 1.1 Tableau récapitulatif de l'âge du substratum, l'âge de l'arc insulaire associé et l'âge de l'accrétion des terrains océaniques accrétés en Equateur.

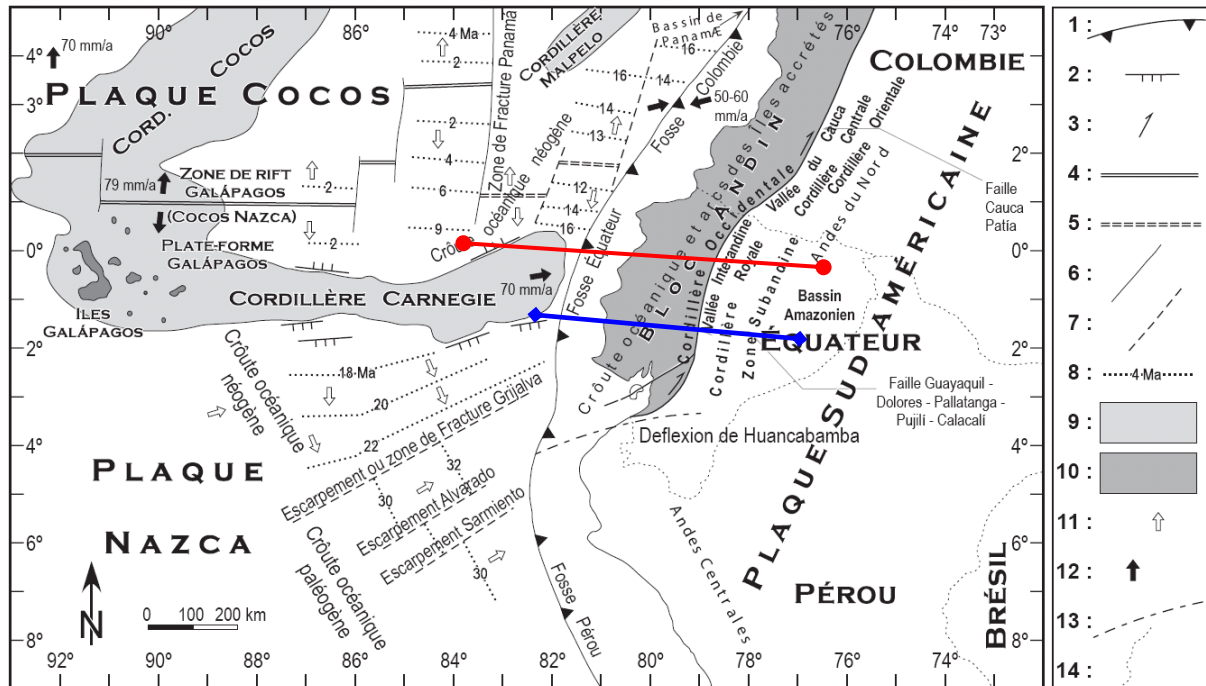
1.3.2 Une situation géologique particulière ?

L'évolution géodynamique de l'Equateur est associée à la subduction des plaques Nazca et Cocos sous la marge sud-américaine (Fig. 1.15). Le modèle NUVEL-1 (Demets et al., 1990) montre que la convergence entre les deux plaques est de 70 mm/an selon une direction N81°E.

De plus, la présence du point chaud des Galápagos a provoqué la formation de deux rides asismiques, la ride de Cocos sur la plaque de Cocos, et la ride de Carnegie sur la plaque de Nazca. La ride de Carnegie, qui s'élève à 2000 mètres au-dessus du fond océanique, est une structure majeure de la plaque Nazca et d'après les anomalies magnétiques, sa subduction sous la marge équatorienne aurait commencé il y a 2 Ma (Lonsdale, 1978 ; Gütscher et al, 1999) .

La géométrie de la subduction en Equateur a été largement discutée. Lonsdale (1978), Pennington (1981), Prévot et al. (1996) et Taboada et al. (2000) proposent que le plan de subduction ait un pendage de 25°-40° vers l'est. Cependant Gütscher et al. (1999, 2000a, 2000b) proposent que la plaque Nazca et la Ride de Carnegie plongent horizontalement (« flat slab ») sous l'Equateur (Fig. 1.16).

Depuis, Guillier et al. (2001) ont montré que 50% de la sismicité d'Equateur est concentrée dans une zone entre 1°S-1.25°S et 78.25W-78.6°W (Figure 1.17). Cette étude a montré que la plaque supérieure est affectée de séismes entre 0-25 km de profondeur à l'Est et que plus à l'W, les séismes sont plus profonds (50-70 km), suggérant que sous les Andes, la croûte peut atteindre 50 à 70 km d'épaisseur. Dans la plaque inférieure, les séismes se localisent jusqu' à 150 à 200 km de profondeur, le long d'un plan plongeant vers l'Est de 35° au Nord, et de 25° au Sud. Ces résultats sont en accord avec ceux de Lonsdale (1978), Pennington (1981) et Prévot et al. (1996) et montrent l'absence de subduction plane en Equateur. Par ailleurs, des études gravimétriques ont montré que l'ouest de l'Equateur (« La Costa ») est marqué par une très forte anomalie de Bouguer (+162 mgal ; Feininger et Seguin, 1983), ce qui suggère que la croûte y est de **nature océanique avec une épaisseur de plus de 50 km.**



Légende : 1) zone de subduction active, fosse ; 2) bordure pentée de la ride Galápagos ; 3) direction de mouvement en décrochement ; 4) rift océanique actif ; 5) rift océanique inactif ; 6) zone de fracture océanique active ; 7) zone de fracture océanique inactive ou escarpement ; 8) âge de la croûte océanique en millions d'années ; 9) cordillère asismique sous-marine épaisse ; 10) bloc tectonique Andin ; 11) direction de mouvement relatif de croûte océanique ; 12) vecteur de convergence de la plaque océanique quantifié en mm/an ; 13) faille Jubones ; 14) frontières nationales.

Figure 1.15. Cadre structural actuel des plaques tectoniques du nord-ouest de l'Amérique du Sud, et localisation des principaux accidents (d'après : Lonsdale, 1978 ; Pennington, 1981 ; Baldock, 1982 ; Aspdén et Litherland, 1992 ; Litherland et al., 1993, 1994). Vitesses et directions de convergence d'après Kellogg et Vega (1995), Taboada et al. (2000) et Demets et al. (1990). Pris de Toro et al., 2006.

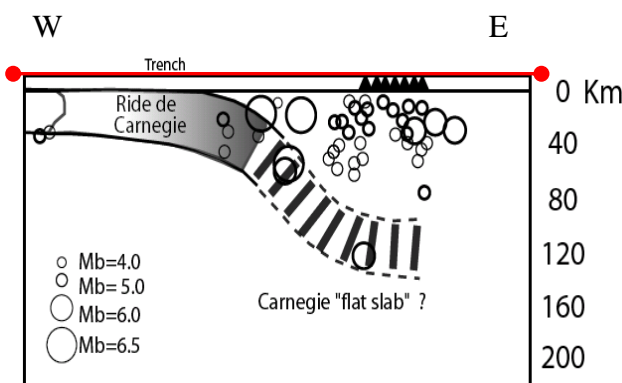


Figure 1.16. Géométrie du slab en Equateur. D'après Gütscher et al. (1999) : « flat slab »

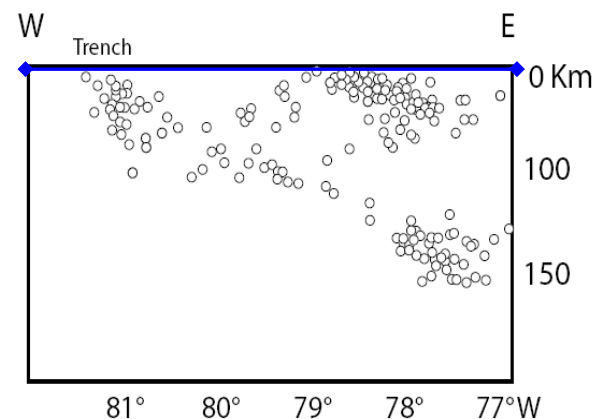


Figure 1.17. Sismicité en Equateur. D'après Guillier et al. (2001).

1.3.3 La présence d'adakites en Equateur

L'Equateur compte 55 volcans quaternaires distribués sur 300 km du Nord au Sud et 120 km d'Ouest en Est. L'étude de certaines de ces laves a révélé la présence de roches calco-alcalines riches en Sr et Nb et avec un fort appauvrissement en REE lourdes et en Y. Ces caractéristiques sont directement liées aux adakites (Defant et Drummond, 1990).

Si les centres volcaniques adakitiques récents ont été bien étudiés (Kilian et al., 1995 ; Monzier et al., 1997, 1999 ; Barragán et al., 1998 ; Martin, 1999 ; Bourdon et al., 2002a, 2002b 2003 ; Samaniego et al., 2005 ; Hidalgo et al., 2006), les intrusifs miocènes qui se trouvent à l'Ouest, le long de la Cordillère Occidentale sont par contre mal connus (Fig. 1.18). Ces intrusifs seront étudiés en détail dans le chapitre VI.

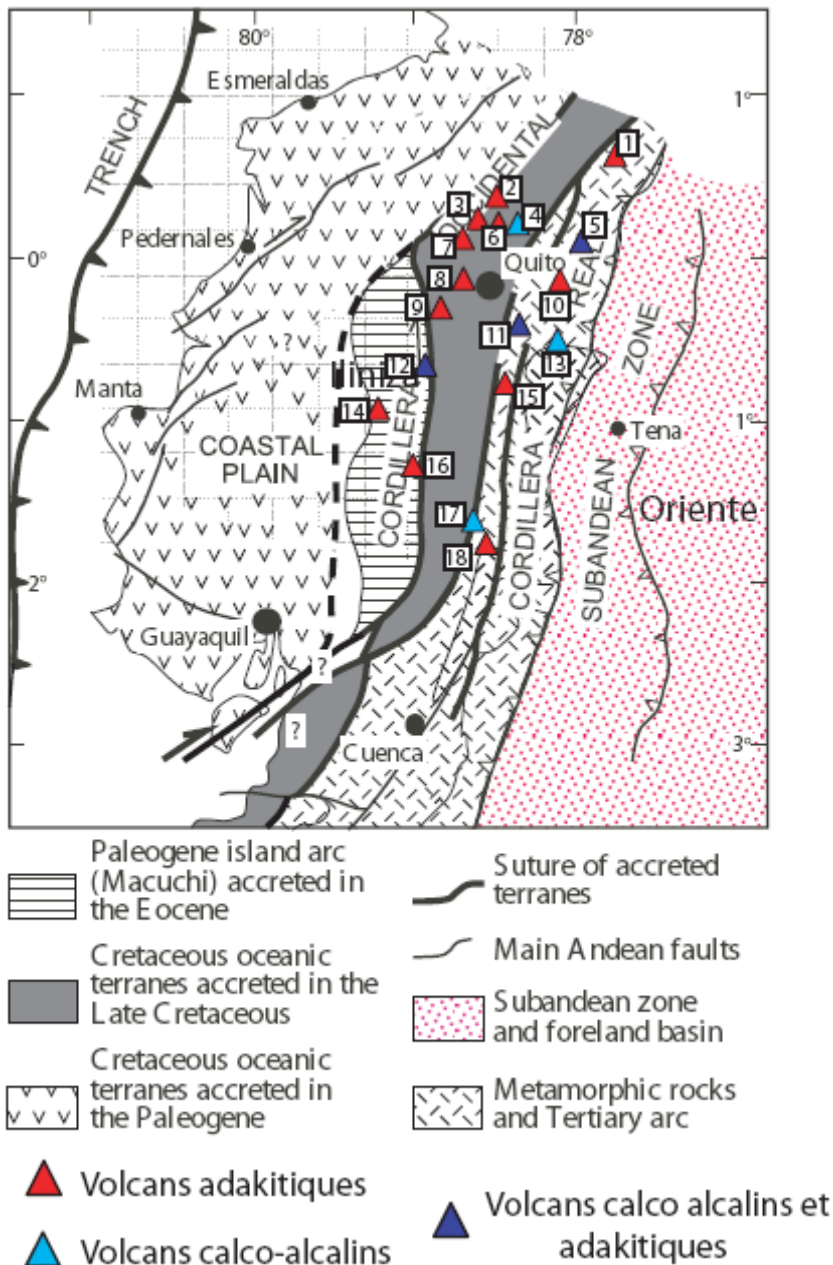


Figure 1.18. Centres volcaniques quaternaires adakitiques et intrusifs miocènes le long de la Cordillère Occidentale.

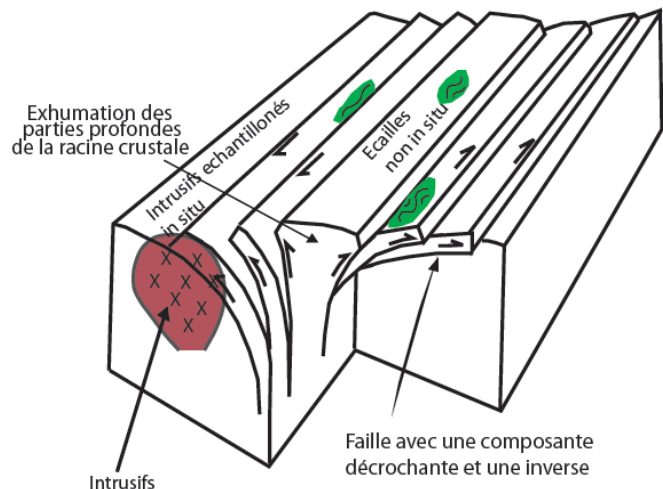
1. Soche : adakitique (Monzier et al. 1997) ; 2. Cotacachi : adakitique (Monzier et al. 1997) ; 3. Cushnirumi : adakitique (Monzier et al. 1997) ; 4. Mojanda : calco-alcalin (Monzier et al. 1997) ; 5. Complexe Cayambe: Cayambe Viejo calco-alcalin, Cayambe Nuevo adakitique (Monzier et al. 1997; Samaniego, 2005) ; 6. Fuya Fuya : adakitique (Monzier et al. 1997) ; 7. Pululahua : adakitique (Monzier et al. 1997) ; 8. Pichincha : adakitique (Bourdon et al. 2002) ; 9. Atacazo : adakitique (Barragán et al. 1998; Bourdon et al. 2002) ; 10. Chacana : adakitique (Monzier et al. 1997) ; 11. Antisana : calcoalcalin et adakitique (Barragán et al. 1998; Bourdon et al. 2002) ; 12. Iliniza : Iliniza Nord calco-alcalin, Iliniza Sud adakitique et calco-alcalin (Hidalgo et al. 2006) ; 13. Sumaco : calco-alcalin (Barragán et al. 1998 ; Bourdon et al. 2002) ; 14. Quilotoa : adakitique (Monzier et al. 1997) ; 15. Cotopaxi : affinité adakitique (Monzier et al. 1997) ; 16. Chimborazo : adakitique (Kilian et al. 1995) ; 17. Tungurahua : calco-alcalin (Monzier et al. 1997) ; 18. Sangay : adakitique (Monzier et al. 1999).

1.3.4 Localisation des zones d'étude et des échantillons

L'échantillonnage a été réalisé au cours de différentes missions effectuées en 1999 (Henriette Lapierre, Etienne Jaillard et Delphine Bosch), 2002 (Henriette Lapierre et Etienne Jaillard), 2003 (Etienne Jaillard et Jorge Toro), et 2004 (Andrea Amórtegui, James Allibon, Henriette Lapierre et Etienne Jaillard).

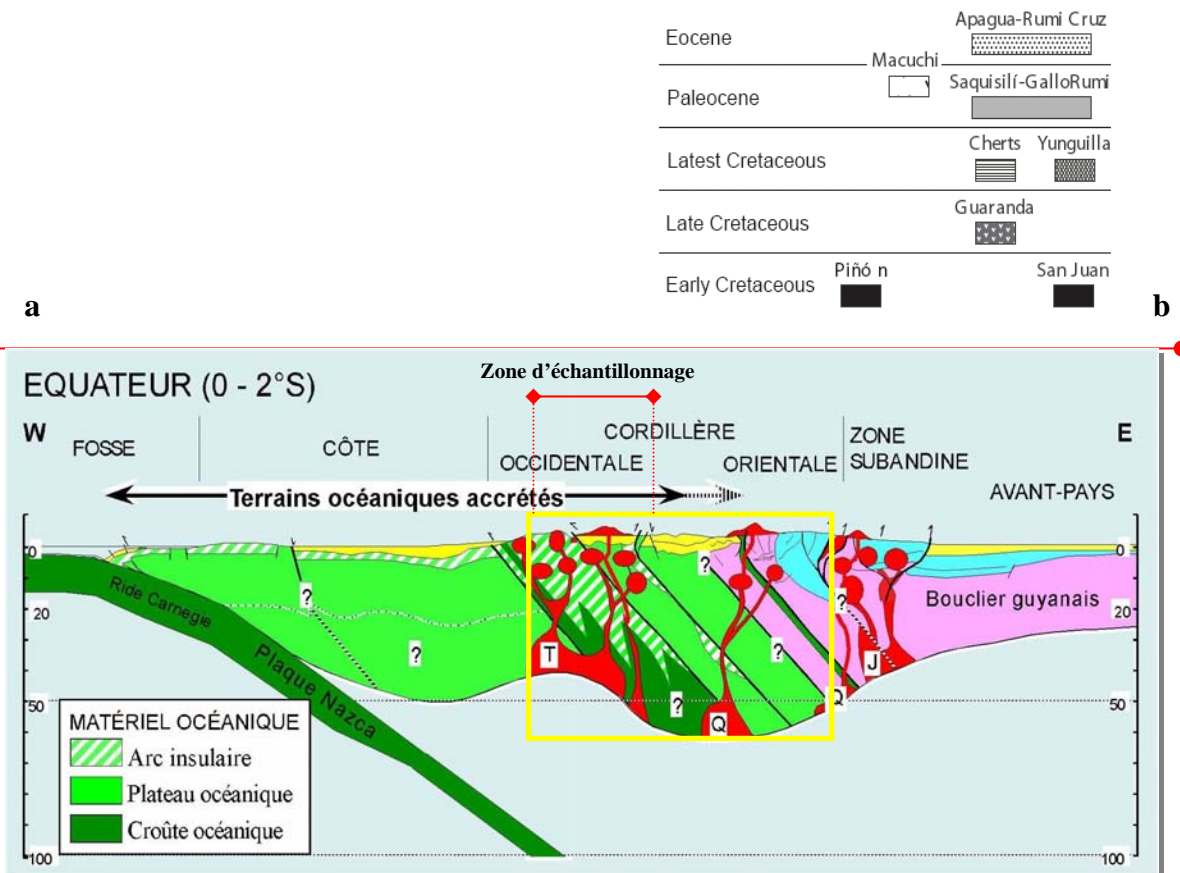
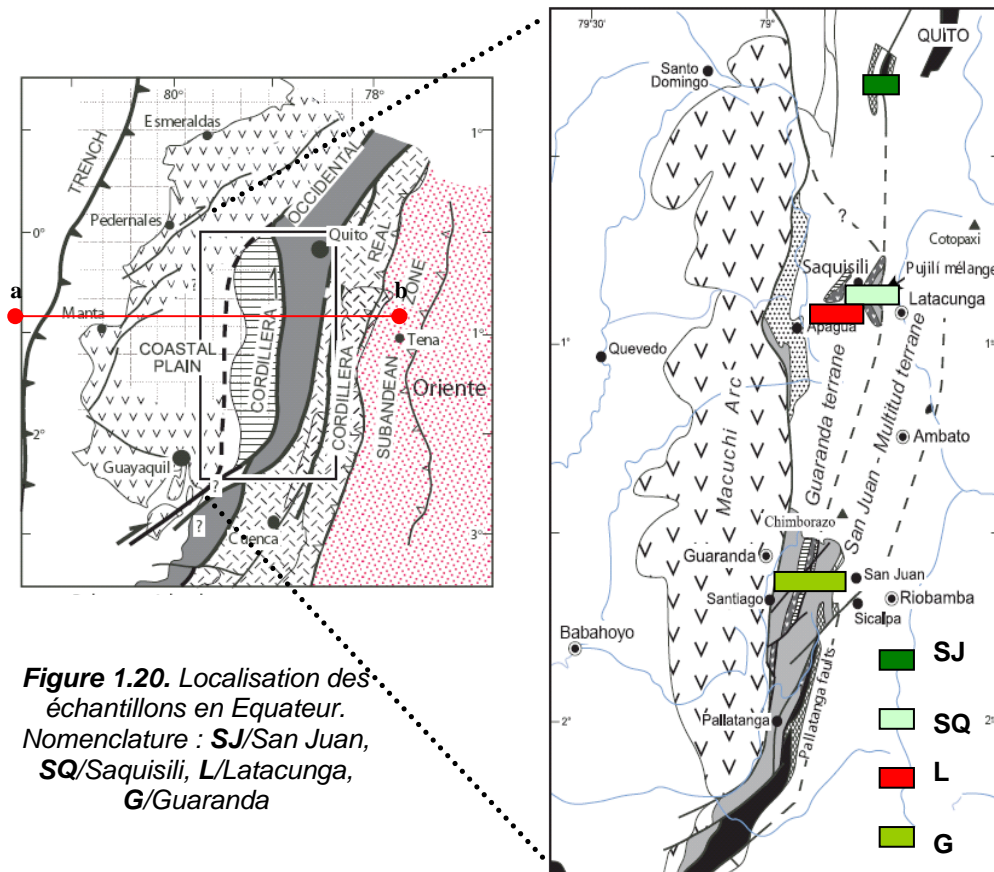
La carte géologique de l'Equateur (Baldock, 1982 ; Litherland et al., 1993) montre que les roches métamorphiques affleurent rarement : on les retrouve au Sud-Ouest du pays (Complexe Rapsas) et dans la Cordillère Real. Plusieurs écaïlles de nature métamorphique ont été découvertes et échantillonnées dans la Cordillère Occidentale. Ces échantillons proviennent de failles verticales oligo-miocènes recoupant les terrains océaniques accrétés et comportent une grande variété de roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires, échantillonnant ainsi la racine de cette partie des Andes, au niveau de l'arc magmatique oligocène à actuel. On y a échantillonné : 1. des pyroxénites et péridotites (SJ, SQ) pour déterminer la nature de la racine crustale des Andes d'Equateur, 2. des metabasites de haute température (SJ, SQ, G) et des métapélites (SJ) pour reconstituer l'histoire métamorphique et évaluer l'état thermique de la racine. Une partie de ces écaïlles est déformée et a été trouvée non *in situ* (Fig. 1.19, 1.20 et 1.21). La déformation montre qu'elles ont été affectées par le jeu des failles miocènes.

Figure 1.19. Mécanisme d'exhumation des roches profondes au cœur d'une structure en fleur liée à des failles à jeu transpressif et inverse (d'après Ramsay et Hubert, 1987). Deux types d'échantillonnage : 1. Ecaïlles profondes remontées par des failles inverses « non in situ » et 2. échantillonnage « in situ » d'intrusifs de la cordillère occidentale.



Dans la Cordillère Occidentale, on a échantillonné des roches intrusives (L, SQ), pouvant représenter des témoins de la fusion partielle de la racine à matériel océanique des Andes équatoriennes. Ces intrusifs non déformés ont été échantillonnés *in situ* (Fig. 1.19, 1.20 et 1.21), et certains se trouvent dans les failles miocènes. On y trouve des micro-gabbros, des microdiorites et des dacites.

La nomenclature utilisée pour chaque échantillon indique l'année de l'échantillonnage, la coupe réalisée et l'ordre de collecte. Par exemple : 99 SQ 3 : mission 1999, coupe Saquisili, échantillon n° 3. Une carte détaillée avec la localisation exacte des échantillons sera présentée au début de chaque chapitre.



CHAPITRE II : METHODES ANALYTIQUES



Pour réaliser le présent travail de recherche, on a fait appel à un certain nombre de techniques différentes que nous allons décrire successivement dans ce chapitre

2.1 Analyses pétrographiques

2.1.1 Microscope pétrographique

J'ai réalisé l'analyse pétrographique au moyen du microscope polarisant (Fig. 2.1). Cela consiste à examiner la composition minéralogique d'une roche préparée sous forme de lame mince (30 μ m). Cette technique permet de plus de déterminer, la texture, la paragenèse, l'ordre de cristallisation, les pourcentages des minéraux, leur taille, etc.

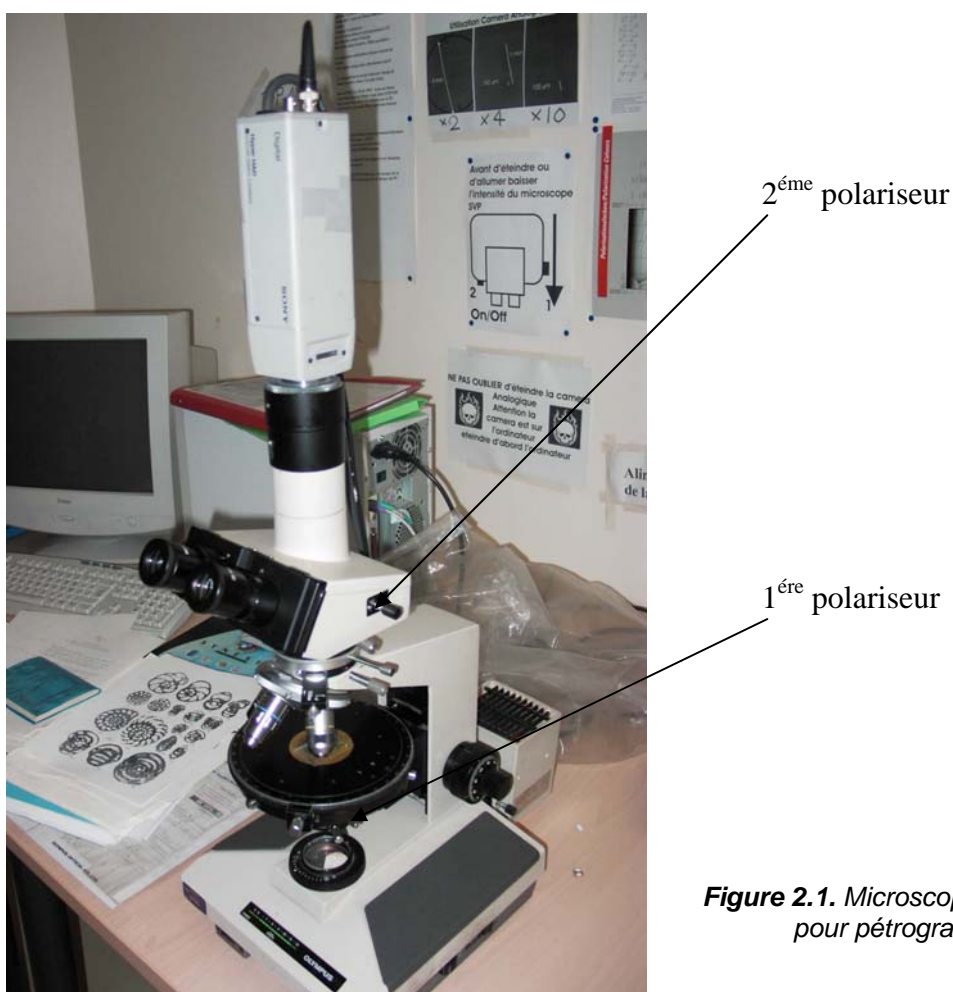


Figure 2.1. Microscope polarisant pour pétrographie.

2.1.2 Microsonde

J'ai réalisé l'étude minéralogique par microsonde à l'Institut de Minéralogie et Géochimie de l'Université de Lausanne en Suisse, grâce à l'aide de François BUSSY. La microsonde modèle Cameca SX-50 (Fig. 2.2), est un appareil capable de déterminer la composition chimique ponctuelle d'objets sur une lame mince polie. Pour réaliser une telle analyse, une lame épaisse polie de 100 μ m et carbonée, doit être préparée. L'analyse peut se faire avec une lame de 30 μ m, mais on utilise

généralement la même lame pour l'analyse par ablation laser, technique pour laquelle l'épaisseur de la lame doit être impérativement de 100 μm . Cette technique implique l'envoi d'un faisceau d'électrons, accélérés par haut voltage sous vide, et focalisés sur la plage à analyser de $\pm 1 \mu\text{m}$ de diamètre. Elle permet de réaliser des profils dont les points d'analyse sont séparés pour une longueur déterminée par l'utilisateur (généralement 1-2 μm). Le faisceau dirigé sur l'échantillon provoque l'apparition de rayons-X primaires. Ceux-ci sont dispersés et détectés par un cristal analyseur positionné selon un angle déterminé par l'équation de Bragg afin de capter les rayons-X primaires à analyser. Chaque élément produit des rayons-X d'une longueur d'onde qui lui est propre. Leur analyse permet de déterminer les éléments chimiques majeurs présents, de manière quantitative, en convertissant l'intensité des rayons-X secondaires en concentration. Les éléments suivants sont analysés de manière classique : Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe.



La précision de la mesure par microsonde de la teneur en éléments est de 1-2% (relatif) pour les éléments majeurs et de 10% pour les mineurs (ex. Mn).

Figure 2.2. Microsonde Cameca SX-50 à l'Institut de Minéralogie et Géochimie de l'Université de Lausanne (Suisse).

2.1.3 Eléments majeurs (sur roche totale)

Les analyses d'éléments majeurs sur roche totale ont été effectuées par Jo COTTEN de l'Université de Bretagne Occidentale, dans le laboratoire des Domaines Océaniques.

Les analyses ont été réalisées par spectrométrie d'émission atomique plasma. Cette technique utilise une mesure quantitative de l'émission optique provenant des atomes stimulés, pour déterminer la concentration de la substance à analyser. Les atomes de la substance en solution, sont aspirés dans la région de stimulation où ils sont dissous, vaporisés et atomisés par un plasma.

L'appareil pour la mesure est un JOBIN-YVON JY 70 PLUS. La reproductibilité de cet appareil est de 1% pour SiO_2 et de 2% pour les autres éléments, sauf pour les faibles teneurs ($< 0.50\%$ oxyde) pour lesquels l'écart type est de 0.01% oxyde absolu (communication personnelle Cotten J).

2.2 Analyses des éléments en traces

2.2.1 ICP-MS



L'analyse des éléments traces a été faite à l'Université Joseph Fourier, (Grenoble), selon la procédure de Barrat et al. (1996). J'ai effectué cette analyse avec l'aide de Francine Keller, Stéphane Guéron et Sylvain Campillo. La machine est un ICP-MS PQ-2+Turbo (Fig. 2.3). L'erreur sur les analyses est de 5%.

Figure 2.3. ICP-MS PQ-2+Turbo à l'Université Joseph Fourier, LGCA.

Les échantillons ont été analysés par séries de 12. Avec chaque série, il faut ajouter un blanc et les standards internationaux. Les standards internationaux sont choisis en fonction de la composition des roches:

Pour des roches riches en teneurs en éléments : (dilution 2000)	Pour des roches à teneurs d'éléments intermédiaires à pauvres: (dilution 2000)
<u>Étalon principal :</u> BR	<u>Étalon principal :</u> BHVO-2
<u>Étalons utilisés comme inconnus :</u> BHVO-2 BR-24 BEN	<u>Étalons utilisés comme inconnus :</u> BIR-1 BR-24 BEN ou UBN

Tableau 2.1. Choix des standards internationaux en fonction de la composition du matériel.

Procédures de mise en solution

Attaque des échantillons :

Peser environ 100 mg de poudre sur une balance électronique (Fig. 2.4) dans un saviglex ou une bombe (Figure 2.5) s'il s'agit d'une roche pauvre. Ajouter 10 à 20 gouttes de HNO_3 (14M) et 7 ml de HF (24M) et laisser 72 heures au moins, sur la plaque chauffante. Pour les échantillons en bombes, laisser au minimum 5 jours à l'étuve (120°C). Puis faire évaporer doucement pour éviter la formation de fluorures. Cette première étape d'attaque a pour but de casser les liaisons primaires entre silicates.

Quand l'échantillon est sec, ajouter de nouveau quelques gouttes de HNO_3 (14M), pour casser les liaisons secondaires, laisser réagir toute la journée. Evaporer pendant la nuit.

Préparation de la Solution Mère :

Les échantillons préalablement évaporés sont repris avec 5 ml de HNO_3 (7M). Cette nouvelle solution, est laissée pendant une heure sur la plaque chauffante, afin de bien dissoudre les échantillons. Verser la solution dans des piluliers pesés précédemment et les peser à nouveau avec la solution.



Figure 2.4. Balances électroniques dans la salle blanche du LGCA, Grenoble



Figure 2.5. Bombe (à gauche) et saviglex (à droite)

Préparation de la Solution Fille :

La solution fille doit être préparée le jour même du passage à l'ICP-MS, car la solution n'est pas stable plus d'une journée.

Une aliquote de la solution mère est prélevée et pesée. La solution prélevée doit correspondre à 1/5 de la masse totale. Ajouter 0.3 ml de *spike* à la solution. Le *spike* est utilisé pour corriger la dérive instrumentale pendant les mesures, il contient 5 éléments (^9Be , ^{75}As , ^{115}In , ^{169}Tm , ^{209}Bi) à une concentration de 2 ppm. Les blancs ne sont pas « spikés ».

On laisse la solution évaporer doucement toute la nuit. Une fois sèche, reprendre le résidu avec HNO_3 à 2% et le mettre dans un autre pilulier déjà pesé. Remplir le pilulier à 40 ml de solution à 2% pour les roches riches, et à 20 ml pour les roches pauvres et peser de nouveau.

Passage à l'ICP-MS ("Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer"):

La solution préparée selon le protocole décrit ci-dessus est introduite à l'aide d'une pompe péristaltique dans une chambre de vaporisation où elle est transformée en un aérosol de très fines gouttelettes à l'aide d'argon gazeux. L'aérosol ainsi formé est envoyé dans un plasma d'argon à très haute température (entre 6 000 et 10 000 °C), température suffisante pour ioniser complètement la plupart des éléments. Un système de vide différentiel accélère les ions du plasma vers un ensemble de lentilles électrostatiques qui extrait les ions chargés positivement et les transporte vers un filtre de masse quadripolaire. Ce filtre de masse transmet seulement les ions présentant un rapport masse sur charge particulier, déterminé en fonction de la fréquence appliquée au quadripôle. Un détecteur d'ions enregistre alors les ions transmis; pour un isotope donné, le nombre d'ions mesurés permet de calculer directement la concentration de l'élément analysé grâce à un logiciel permettant le traitement quantitatif et qualitatif de l'enregistrement.

Le passage des échantillons dans la machine se fait en alternant les standards de roches, les blancs et les échantillons suivant la procédure donnée dans le tableau 2.2:

1	Lavage (solution de reprise HNO ₃ 2%)
1 ou 2	Blanc
1	Etalon principal
4	Echantillons (dont 3 étalons utilisés comme inconnues)
1	Etalon principal
4	Echantillons à mesurer

Tableau 2.2. Ordre de passage des échantillons à l'ICP-MS

Calcul des concentrations

Les résultats sont obtenus à partir d'une feuille de calcul Excel. Ce calcul est fait à partir d'un étalon connu ou principal et des étalons inconnus qui nous servent à contrôler la qualité des données. Aussi un blanc est pris en compte, qui nous servira à corriger les mesures.

2.2.2 ICP-MS avec source à ablation laser

L'ablation laser est une technique qui permet d'obtenir les concentrations en éléments traces directement sur des lames de façon ponctuelle (30-400µm). Il n'est donc pas nécessaire de séparer et attaquer par acide les minéraux. Pour cela une lame épaisse (100 µm) est indispensable. L'intensité du signal est proportionnelle à la quantité de matériel en ablation. La quantification se fait à partir de standards connus (NIST 610, NIST 612, NIST 614, DLH 5, DLH 6, DLH 7, DLH 8, DLH 20; grenat K23; zircon 91500). Pour la calibration, il est nécessaire de connaître aussi la quantité de calcium dans les minéraux et pour cela il est recommandé de faire des analyses de microsonde auparavant. La reproductibilité des analyses par ICP-MS à ablation laser est de l'ordre de 10%. Le principe de

l'ICP-MS est de dissocier et d'ioniser les atomes de l'échantillon en passant par un gaz inerte (argon) à haute température (voir ICP-MS section 2.3.1) .

J'ai effectué les analyses par ablation laser avec l'aide de François BUSSY à l'Université de Lausanne en Suisse, avec l'appareil modèle EXCIMER laser (193 nm) couplé à un Perkin-Elmer ELAN 6100 DRC ICP-MS (Fig. 2.6).

	BR Etalon ppm	BR Mesuré Avril 2004 ppm	% de différence	BHVO Etalon ppm	BHVO mesuré Nov. 2005 ppm	% de différence
Cs	0.823	0.827	0.5	0.0967	0.09	-2.4
Rb	48.7	47.44	-2.6	9.2	12.0	30.5
Ba	1082.0	1089.87	0.7	132.86	136	2.2
Th	10,87	11,12	2,3	1,247	1,26	0,9
U	2,46	2,52	2,4	0,41	0,43	5,6
Nb	119,3	116,62	-2,2	19,7	24,5	24,3
Ta	5,79	5,86	1,3	1,21	1,17	-3,2
La	82,1	81,73	-0,4	15,5	15,6	0,4
Ce	152,2	150,87	-0,9	38	38,0	0,0
Pb	4,77	4,78	0,3	2,055	2,08	1,0
Pr	17,36	17,43	0,4	5,45	5,6	2,2
Sr	1364	1348,52	-1,1	399	525	31,5
Nd	66,1	65,91	-0,3	24,7	25,1	1,5
Zr	283	280,34	-0,9	184	234	27,4
Hf	5,62	5,64	0,5	4,49	4,62	2,8
Sm	12,11	12,14	0,3	6,17	6,31	4,1
Eu	3,58	3,59	0,4	2,06	2,11	2,6
Gd	9,57	9,48	-0,9	6,22	6,31	1,4
Dy	6,3	6,29	-0,1	5,25	5,47	4,1
Ho	1,087	1,087	0,0	1	1,04	4,2
Yb	1,806	1,84	2,0	1,98	1,98	0,0
Er	2,59	2,57	-0,8	2,56	2,64	3,0
Lu	0,251	0,25	1,5	0,278	0,28	1,9

Tableau 2.3. Exemples de quelques mesures faites à l'ICP-MS



Figure 2.6. EXCIMER laser (193 nm) couplé à un Perkin-Elmer ELAN 6100 DRC ICP-MS. Lausanne Suisse

2.3 Géochimie isotopique

La séparation des éléments pour la mesure de leur composition isotopique a été réalisée dans la salle blanche du LGCA à Grenoble (Fig. 2.7).



Figure 2.7. Salle blanche du LGCA (Grenoble) pour la séparation des isotopes.

2.3.1 Procédures d'attaque

Les attaques des échantillons se font par série de 8 avec un blanc. L'attaque des échantillons suit presque le même protocole que pour les éléments traces, avec les différences suivantes:

1. la quantité de poudre pesée change en fonction de la concentration de l'élément auquel on s'intéresse dans l'échantillon, en prenant en compte une marge d'erreur pour la quantité qu'on pourra perdre pendant le « *leaching* ».

2. « *Leaching* » : c'est le « lavage » de la poudre avant d'être attaqué. Ce lavage a pour but d'enlever les minéraux qui n'appartiennent pas au système primaire de la roche, c'est à dire les minéraux d'altération. Pour le *leaching* on a utilisé deux méthodes différentes :

- Pour la séparation du Pb : 2 ml de HCl 6N sur la poudre ; laisser 20 minutes sur la plaque chauffante. Centrifuger et laver à l'eau plusieurs fois si nécessaire pour éliminer les restes d'acide.
- Pour la séparation du Nd et du Sr : 2 ml de HCl 2.5N à froid, centrifuger et rincer. Puis 2 ml de HCl 2.5N à chaud, centrifuger et rincer pour éliminer les restes d'acide.

La poudre est alors prête pour l'attaque.

2.3.2 Séparation et purification des éléments

Le Plomb

La séparation du plomb requiert une manipulation spéciale. En effet, il faut faire preuve d'une extrême propreté, car le risque de pollution est très fort. Une partie de la séparation de Pb a été effectuée à l'Université Montpellier II avec l'aide de Delphine BOSCH. L'autre partie a été faite au LGCA de Grenoble.

Pour le plomb, Il est nécessaire de faire une reprise avec de l'HBr concentré. Le Br capte les cations de Pb en formant Br Pb. La résine utilisée pour la séparation est anionique AG1 x 8.

Lavage Colonnes	Alternativement HCl* et H ₂ O 18Ω
3 x HCl*	
3 x H ₂ O	
Lavage de la résine	Alternativement HCl** et H ₂ O 18Ω
3 x HCl**	
3 x H ₂ O	
Conditionnement 1 x 1.6 ml HBr 0.5N	
Chargement 1.5 ml HBr 0.5N	
Elution	Récupérer le liquide sortant dans un savilleux propre.
4 x 8 ml HBr 0.5 N	
Recuperation	Récupérer le Pb dans un savilleux nettoyé spécialement et laisser sécher doucement.
1 X 1.5 ml HCl** 6N	

* monodestilé **bidestilé

Tableau 2.4. Procédure d'élution pour le Pb.

Les Terres Rares

Après la séparation du Pb, on ajoute quelques gouttes d'HNO₃ concentré au liquide récupéré pendant l'élution et on laisse sur la plaque chauffante afin d'éliminer l'excès de HBr. La résine utilisée est cationique AG50 x 8.

Conditionnement 1 x 10ml HCl 1.5N	
Chargement 2ml HCl 1.5N	
Elution	
1 x 6ml HCl 1.5N	
2 x 6ml HCl 2.5N	Récupération de Sr, Ba, Ca, Rb
1 x 2ml HCl 4N	
1 x 2ml HCl 6N	
1 x 4ml HCl 6N	Récupération des Terres Rares

Tableau 2.5. Procédure d'élution pour les terres rares

Néodyme et Strontium

Après la séparation des gros cations et des Terres Rares, on procède à la séparation du Nd et du Sr avec de la résine HDEHP et SR-SPEC, respectivement.

Séparation Nd

Conditionnement 1 x 3ml HCl 0.3N	
Chargement 0.5ml HCl 0.3N	
Elution	
2 x 0.5ml HCl 0.3N	
1 x X ml HCl 0.3N	Le nombre de ml ajoutés dépend de la vitesse de la colonne. Il est déterminé après calibration de chacune des colonnes.
Récupération 1 x X ml HCl 0.3N	

Tableau 2.6. Procédure d'élution pour le Nd

Séparation du Sr

Conditionnement 1 x 5ml HNO ₃ 2N
Chargement 2 ml HNO ₃ 2N
Elution
2x 0.5 ml HNO ₃ 2N
1x 3 ml HNO ₃ 7N
1 x 0.5 ml HNO ₃ 3N
Récupération 1 x 6 ml HNO ₃ 0.05N

Tableau 2.7. Procédure d'élution pour le Sr

2.3.3 Obtention des rapports isotopiques

Le Nd et le Sr

Les compositions isotopiques du Nd et du Sr ont été mesurées grâce à un spectromètre de masse FINNIGAN MAT modèle 261 en mode dynamique. Ces mesures ont été effectuées par Pierre BRUNET au laboratoire de Géochimie isotopique de l'Université Paul Sabatier de Toulouse.

Standards			Duplicata		Blancs
^{143/144} Nd	Rennes ¹	0.51196±2	04GU5	0.512911±7	35-55 pg (4 blancs)
			04GU5d	0.512910±7	
^{87/86} Sr	NBS 987 ²	0.710256±4	04L17	0.703842±9	8-12 ng (5 blancs)
			04L17d	0.703778±8	

¹ Moyenne calculée à partir de 7 standards entre le 7 oct. 2004 et le 9 janv. 2006

² Moyenne calculée à partir de 7 standards mesurés entre le 7 oct. 2004 et le 9 janv. 2006

Tableau 2.8. Mesures des standards, du duplicata et des blancs, pour vérifier la fiabilité des données.

Les blancs ont été mesurés afin de déterminer la propreté des manipulations. On se rend compte que pour le Nd les blancs sont bons, mais pour le Sr la pollution est plus importante. En effet, d'une part l'abondance de Sr dans l'environnement est plus importante et d'autre part, la résine était réutilisée chaque fois, et malgré les phases de nettoyage répétées, tout le Sr restant sur la colonne était difficile à éliminer. On suggère donc de ne pas réutiliser cette résine, mais de la changer à chaque manipulation. Cependant les échantillons étant assez riches en Sr, les résultats sont considérés comme valides.

Le Pb

Les compositions isotopiques du Pb ont été mesurées sur un spectromètre de masse multi-collecteur ICP (MC-ICP-MS) modèle VG à l'Ecole Normale Supérieure de Lyon avec la collaboration de M. Philippe TELOUCK.

Standards				Duplicata			Blancs	
		Valeurs	2 sigma			Valeurs	2 sigma	
^{206/204} Pb	NBS 981 ³	16.9419	0.0026	02GU12	19.081	0.013	60 pg (3 blancs en tout)	
				02GU12d	19.088	0.006		
^{207/204} Pb		15.4937	0.0037	02GU12	15.687	0.014		
				02GU12d	15.699	0.007		
^{208/204} Pb		36.6965	0.0042	02GU12	38.940	0.012		
				02GU12d	38.981	0.009		

³ Les standards ont été utilisés pour permettre le calcul de Pb. Ces standards ont été passés en séries de un pour 4 échantillons et représentent un total de 45 standards entre oct. 2004 et fev. 2006.

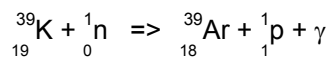
Tableau 2.9. Mesures des standards, du duplicate et des blancs, pour vérifier la fiabilité des données.

Les blancs de Pb sont acceptables en sachant que polluer les échantillons est très facile et que sur la ville de Grenoble les valeurs de pollution arrivent 0.71 mg/m³. Cependant, les échantillons ont été traités dans des conditions de salle blanche, où la pollution diminue considérablement. Les résultats de Pb, pour les échantillons très pauvres ont été éliminés pour manque de fiabilité.

2.4 Datation : Méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar amphiboles et phengites

Cette méthode de datation m'a été enseignée par Patrick MONIE de l'université de Montpellier 2.

Cette méthode consiste à mesurer l'⁴⁰Ar et l'³⁹Ar actuels. Dans un premier temps, l'échantillon est irradié dans un réacteur nucléaire. En effet sous le bombardement de neutrons, une proportion de ³⁹K va se transformer en ³⁹Ar selon l'équation :



En mesurant l'abondance actuelle de l'isotope ³⁹Ar, on retrouvera l'abondance actuelle de l'élément ³⁹K :

$$[{}^{39}\text{Ar}]_{\text{actuelle}} = C [{}^{39}\text{K}]_{\text{actuelle}} \text{ où } C \text{ est une constante de proportionnalité.}$$

De plus, le rapport ⁴⁰K/³⁹K étant constant dans la nature et égal à 1,251x10⁻⁴, on pourra calculer l'abondance actuelle de l'élément père ⁴⁰K, et dater l'échantillon.

L'équation de cette méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar est donc : $T = 1/\lambda \ln (1 + {}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar} J)$, où J est une constante correspondant aux caractéristiques de l'irradiation de l'échantillon, à savoir la durée et le nombre de neutrons reçus.

L'intensité de l'irradiation est choisie en fonction de l'âge attendu pour la roche. J est calculée par le biais de mesures d'échantillons standard, c'est-à-dire des échantillons dont on connaît d'ores et déjà l'âge. Dès lors, il sera possible de mesurer en une seule mesure isotopique l'élément père et l'élément fils, ceci sans avoir à séparer le K et donc en évitant les problèmes d'échantillons inhomogènes. On va pouvoir aussi mesurer des échantillons plus petits.

2.4.1 La mesure

Afin de libérer l'argon contenu dans l'échantillon il faut chauffer le minéral jusqu'à sa température de fusion. On peut soit chauffer l'échantillon directement jusqu'à fusion, soit le chauffer par paliers. La méthode de fusion totale permettant de retrouver seulement un âge apparent du minéral, n'est que rarement utilisée. Nous ne considérerons ici que le cas de la mesure par paliers.

Il est recommandable de faire une mesure sur un blanc, car lors de chaque mesure, une faible quantité d'argon reste piégée dans le système.

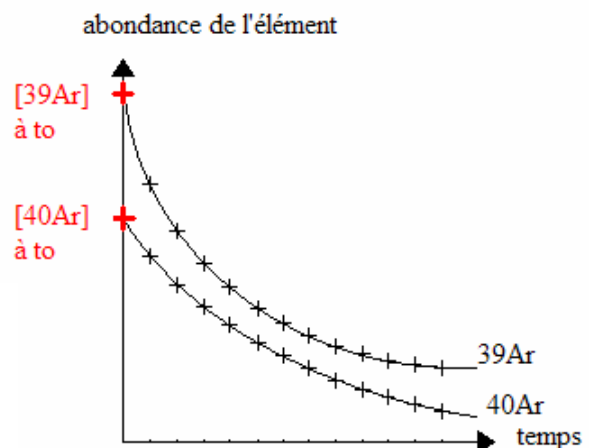
2.4.2 Mesure isotopique

Un cycle de douze mesures isotopiques est fait à chaque palier de température. La mesure isotopique se fait grâce à un spectromètre de masse. Le gaz est ionisé dans la source du spectromètre. Les forces subies par l'ion dans un champ magnétique vont induire une trajectoire courbe de l'ion, dont le rayon dépend : du champ magnétique H , de la différence de potentiel d'accélération V , et du rapport m/z de l'ion (m : masse atomique et z : numéro atomique). C'est ainsi que les différents isotopes vont être séparés lors de leur passage à travers l'électro-aimant. On mesure les isotopes : ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{37}Ar et ^{36}Ar , la mesure des deux derniers isotopes permettant d'effectuer des corrections (Monié, 1984). Une nouvelle mesure est faite à blanc. Puis le minéral est porté à une température supérieure T_2 . La manipulation est recommencée jusqu'à la température de fusion totale du minéral.

2.4.3 Représentation des résultats

Le résultat d'un cycle de mesures est représenté par un graphe représentant l'abondance d'un élément en fonction du temps lors de la mesure.

Figure 2.8. Graphe théorique de l'abondance, de deux des éléments mesurés par le spectromètre, en fonction du temps. Le calcul du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ au temps « t_0 » permet de trouver l'âge apparent du palier de température.



Plusieurs remarques peuvent être faites sur ce graphe:

- L'abondance de chaque isotope diminue avec le temps : il y a de moins en moins d' Ar^+ (argon ionisé) dans la source pendant la mesure puisque le gaz mesuré est maintenu au niveau des capteurs.
- L'ionisation de l'élément étant différente selon la masse atomique de l'élément, les pentes des courbes de résultat varient selon l'isotope.
- Pendant le temps d'un cycle de mesures, le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ varie, le rapport désiré afin de calculer l'âge de fermeture du système est celui au temps t_0 de la mesure. Or le spectromètre ne peut mesurer ce rapport à t_0 , on va devoir utiliser une courbe de régression exponentielle.

Une fois les mesures faites pour chaque palier de température, on va représenter le spectre de l'âge du minéral: c'est-à-dire un graphe représentant l'âge apparent obtenu pour chaque palier de

température (Turner et al., 1966). Deux formes de spectres sont alors possibles : Dans un premier cas il montre un « plateau » d'âge, c'est-à-dire qu'il y a une succession d'au moins trois paliers de même âge, représentant plus de 50% du total de l' ^{39}Ar libéré (Dalrymple et Lanphere, 1974 ; Fleck et al., 1977). L'âge est utilisable.

Dans un deuxième cas l'âge varie d'un palier à l'autre de façon plus ou moins importante, et l'âge reconstitué n'est pas valable.

L'intérêt de la mesure par paliers

Le processus de mesure par paliers permet de mettre en évidence d'éventuelles pertes ou gains en l'un, au moins, des deux éléments du couple radiogénique. Du fait que l'argon provient de la désintégration du potassium, on peut considérer que l'argon occupe, dans le réseau cristallin, les sites similaires à ceux du potassium. On distingue alors deux types de sites (Fitch et al., 1969):

- les sites rétentifs à très rétentifs, c'est-à-dire à forte énergie d'activation, correspondant aux sites naturels du potassium dans le réseau cristallin.
- Les sites moins rétentifs, à faible énergie d'activation, correspondant aux défauts cristallins ou aux surfaces du minéral.

Les mesures faites aux températures les plus basses, donc les mesures des premiers paliers, correspondront aux mesures du rapport isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des sites cristallins les moins rétentifs. Ce sont eux, en effet, qui libéreront l'argon en premier. La méthode de mesures par paliers permet de différencier deux types de systèmes : système perturbé et système non perturbé (Fig. 2.9). Cette différenciation est faite à partir de l'observation du spectre d'âge obtenu pour un minéral.

Un système non perturbé est défini par un spectre d'âge sous forme de « plateau ». C'est-à-dire que le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est constant quelque soit le palier de température, donc que ce rapport est homogène entre les sites rétentifs et sites moins rétentifs.

En revanche le spectre d'un système perturbé va montrer des variations d'âges entre les différents paliers de températures. La mesure par paliers, dans certain cas, va même pouvoir permettre de déterminer l'âge de l'évènement thermique et/ou tectonique qui a perturbé le système. C'est le cas lorsque l'on a une remise à zéro complète des sites les moins rétentifs : l'âge de la crise correspond à celui calculé à partir des premiers paliers de températures.

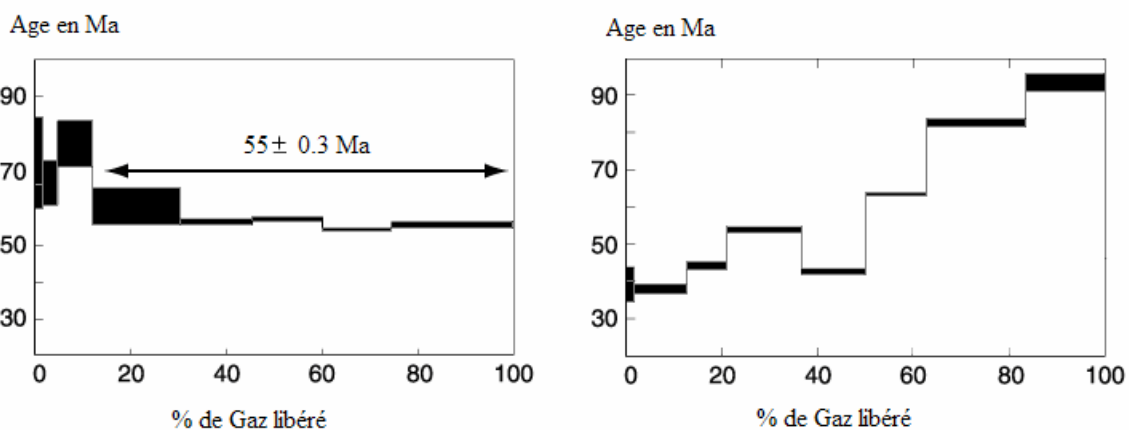


Figure 2.9 : Spectre d'âge non perturbé (à gauche) et spectre d'âge perturbé (à droite).

Réponse de la roche à un évènement thermique

Introduisons tout d'abord la notion de température de fermeture du système. Il s'agit d'une température critique T_c , au dessus de laquelle le système est ouvert, c'est-à-dire que l'argon peut être diffusé hors ou dans le système cristallin du minéral, de manière à revenir à un équilibre en teneur d'argon entre le minéral et le milieu environnant. Dans ce cas l'âge obtenu par la mesure, représente non pas l'âge de la cristallisation du minéral, mais celui du passage à l'isotherme T_c . Si le refroidissement de la roche fut rapide cet âge est bien défini alors que s'il fut lent, le minéral aura passé un long laps de temps en système partiellement ouvert donc l'âge est moins bien défini.

Ainsi lors d'un évènement géologique, si la température de fermeture du système est dépassée, on peut avoir perte de l'argon produit par :

- diffusion de l'argon (ou du potassium) hors du système, en général à petite échelle : l'argon va resté dans les pores ou aux surfaces du minéral.
- recristallisation du minéral, auquel cas la totalité de l'argon compris dans le réseau cristallin sera libéré (Monié, 1984)

Lors d'une crise thermique peu importante, seul les sites à faible énergie d'activation vont être partiellement ouvert. Plus l'intensité de la crise est importante, plus les sites à forte énergie d'activation vont tendre eux aussi à s'ouvrir. De plus l'ouverture sera totale et non plus partielle lors d'un évènement très important.

Quelle soit partielle ou totale, la perte d'argon dans le système fournira un âge apparent plus jeune que l'âge réel du minéral. Dans le cas d'une remise à zéro du système, c'est-à-dire que tout l'argon radiogénique est diffusé, l'âge obtenu sera l'âge de l'évènement géologique perturbateur. On peut aussi avoir un excès d'argon dans le minéral.

Cet argon en excès peut être allochtone : lors de sa cristallisation, le minéral peut incorporer de l'argon de l'environnement en rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \neq 295,55$ (donc de composition non atmosphérique). Dans ce cas, pour les minéraux à forte teneur en potassium, la production par radioactivité d'argon, va rendre négligeable cet excès d'argon.

L'argon en excès peut aussi être autochtone : il proviendra de diffusion lors d'évènements antérieurs.

On doit aussi tenir compte de la nature du minéral, en effet les différentes espèces minérales n'ont pas toutes le même taux de rétention pour l'argon. Le taux de rétention étant la capacité du minéral à retenir l'argon.

Le système peut aussi être perturbé lorsqu'il y a plusieurs générations de minéraux, donc une histoire poly-métamorphique. Chaque génération aura son propre taux de rétention et ses propres proportions de l'espèce minérale.

La capacité de rétention dépend aussi des variations granulométriques dans une population de minéral. Plus le grain sera petit plus la température de fermeture du système sera basse. Après cristallisation la roche peut avoir deux types de comportements.

Le premier est dit « comportement en système fermé ». C'est-à-dire que la roche ne subit pas d'augmentation de température au-delà de la température de fermeture du système. Par conséquent

la totalité de l' ^{40}Ar produit par la désintégration du potassium demeure inclus dans les minéraux. De même, il n'y a aucun apport d' ^{40}Ar extérieur. Ainsi l'abondance d' ^{40}Ar dans un minéral est directement liée à l'âge de la cristallisation de la roche et y sera homogène. On en déduit donc que le spectre d'âge d'un tel minéral formera un plateau.

Le deuxième comportement est lui appelé « comportement en système ouvert ». En réponse à un événement thermo-géodynamique, le minéral va subir un gain ou une perte de l' ^{40}Ar , du fait de la volatilité de l'argon. En général, le spectre d'âge ne sera plus plat. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ augmentera des paliers de plus faibles températures aux paliers de températures élevées.

Cependant un système non perturbé ne correspond pas forcément au cas d'une roche en système fermé. Il peut s'agir d'un système ouvert avec remise à zéro complète du système.

Finalement l'âge obtenu par la mesure, est fonction : des événements thermiques subis par la roche au cours de son histoire. Mais d'autres paramètres entrent en jeu : 1) la teneur en fluide de la roche, en effet les fluides facilitent le transport des ions, 2) la pression qui favorise l'inertie des fluides. Enfin 3) la déformation tectonique subie par la roche : lorsqu'il y a foliation, il y a création de réseaux facilitant le transport de l'argon.

Les incertitudes sur la mesure elle-même

L'erreur principale correspond à l'erreur de la droite de régression permettant de retrouver le rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à chaque palier. Elle sera donnée par le coefficient de corrélation.

Lors de la mesure isotopique de l'argon il y a un risque de contamination par l'argon atmosphérique. En effet, l'argon atmosphérique représente 0,93% en volume de l'air et correspond aux trois isotopes : ^{36}Ar , ^{38}Ar et ^{40}Ar , dont les abondances sont respectivement : 0,34%, 0,06% et 99,6%. Afin de limiter la marge d'erreur de la mesure d' ^{40}Ar , on va tout d'abord procéder à une mesure isotopique sous vide : à des pressions d'environ 10^{-10} atm donc limitant la présence de gaz atmosphérique le long du trajet du gaz. De plus le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'argon atmosphérique est constant et connu : $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,55$ (Nier, 1950) et on suppose que ce rapport est resté constant au cours des temps géologiques (Loosli et Oeschger, 1968 ; Lippolt, 1970 ; Alexander, 1975). On assume que tout l' ^{36}Ar est d'origine atmosphérique dans l'échantillon. On va donc pouvoir déduire la part de l' ^{40}Ar atmosphérique, par la mesure des deux isotopes dans l'échantillon, grâce à l'équation :

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}_{\text{mesuré}} - 295,5 ^{36}\text{Ar}_{\text{mesuré}} \quad (\text{Braun et al., 2006}).$$

La mesure sera précise si l'échantillon contient beaucoup d'argon. Or, plus la roche est ancienne, plus les atomes de potassium auront eu le temps de se désintégrer en argon. Ainsi, pour obtenir un âge précis pour une roche jeune on aura besoin de beaucoup de grains, comparé à la mesure d'une roche ancienne. De plus, en général, plus une roche est jeune, plus la quantité de calcium est élevée donc la précision sur l'âge sera moins bonne.

La valeur de la constante de désintégration (λ) est elle aussi donnée avec une certaine incertitude.

Les incertitudes liées aux interprétations géologiques

Une première incertitude est liée à l'attribution de l'âge mesuré à un évènement géologique. Par exemple attribuer l'âge à la formation d'un plateau océanique alors qu'il correspond à celui d'un réchauffement par la mise en place d'un arc insulaire.

Il existe une deuxième incertitude sur l'indétermination : lorsque l'on obtient un âge ne correspondant avec aucun des évènements géologiques connus de la région. S'agit-il d'un âge mixte entre deux évènements du fait d'une réouverture partielle, ou est-ce un évènement jusque là encore inconnu ?

Afin de réduire ces incertitudes il est nécessaire de se référer à l'histoire géologique de la région.

CHAPTER III:

PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF ACCRETED OCEANIC FRAGMENTS BELOW THE WESTERN CORDILLERA OF ECUADOR.



3.1 Introduction

The building-up of the Andean belt is linked to the subduction of the Pacific lithosphere beneath the South American plate (Gansser et al, 1973 and Jaillard et al, 2000). However, the processes of the Andean orogeny change with latitude along the range. Continental crustal shortening predominated in the Central Andes (Suarez et al, 1983; Baby et al, 1997), whereas accretion and underplating of exotic oceanic terranes occurred in the north (Gansser et al, 1973; Reynaud et al, 1999; Mamberti et al, 2004 and Kerr et al, 1997), and likely contributed to the formation of the crustal root of the northern Andes (Green et al, 1967 and Jaillard et al, 2000).

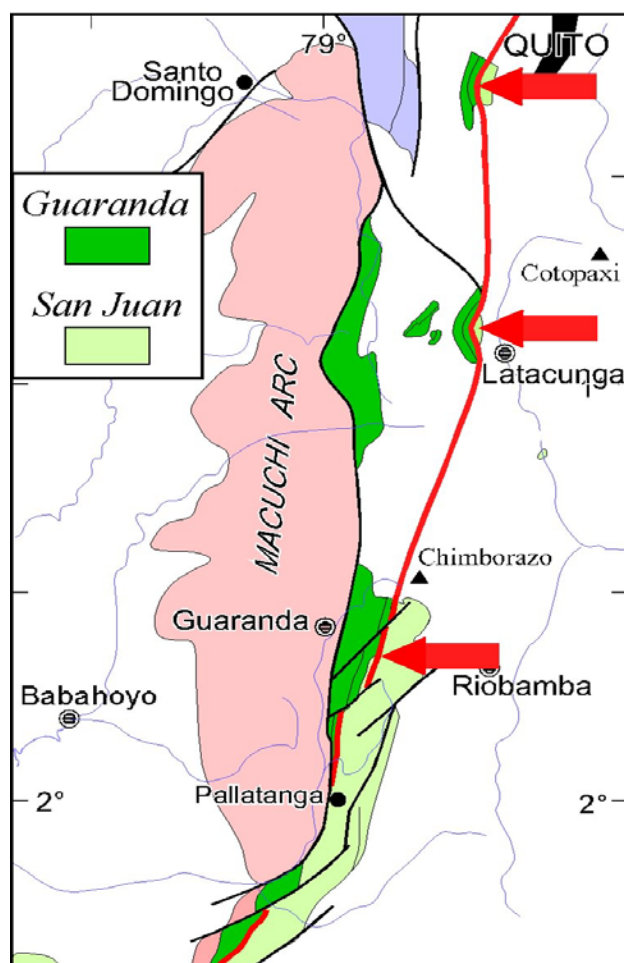


Figure 3.1. Localisation of studied area. Ecuador, cordillera W. Accreted oceanic terrains, in Cretaceous time and the transpressive faults are indicated in red.

In Ecuador, several oceanic plateau fragments overlain by island arcs were accreted to the Andean margin between 80 and 40 Ma, and presently crop out in the Western Cordillera (Reynaud et al, 1999; Lapierre et al, 2000 and Kerr et al, 1997). From the Late Eocene onwards, a continent-based arc developed first in the Western Cordillera (Kehrer and van der Kaaden, 1979 and Egüez, 1986) and then, migrated farther east (Barragan et al, 1998 and Bourdon et al, 2003). Since the Eocene, dextral, transpressive, multi kilometer-scale faults (McCourt et al, 1998; Hughes and Pilatasig, 2002 and Jaillard et al, 2000) affected the accreted oceanic terranes, triggering the formation of flower structures. In the studied area (Fig. 3.1), such N- to NNE-trending faults crosscut Oligocene deposits, and are offset by NE-trending, dextral faults, which also crosscut Late Miocene volcanic units (Fig. 3.1). These Miocene faults exhumed varied slices of metamorphic rocks, mafic magmatic rocks, cumulate and foliated ultramafic rocks. The latter are granulites, amphibolites, metagabbros, garnet-bearing mica-schists, peridotites and pyroxenites.

As a reconnaissance, twenty six samples of these rocks were analyzed. This study aims to the origin and evolution of these exhumed rocks, based of mineralogical, petrological, geochemical and isotopic. These results allow to precise the nature of the root of the Western Cordillera.

3.2 Geological setting

Ecuador comprises three main morphological domains (Fig. 3.2). 1) The Oriente Basin represents the present-day eastern foreland basin of the Andean orogen. 2) The Ecuadorian Andes comprises two cordilleras, crosscut and overlain by products of the Tertiary-Recent magmatic arcs (Aspden and Lintherland, 1992; Lavenu et al., 1995). The Eastern Cordillera consists of deformed Paleozoic to Mesozoic metamorphic rocks (Litherland et al., 1994) while the Western Cordillera is composed of oceanic terranes accreted to the Andean margin between the Late Campanian and the Palaeocene (Cosma et al., 1998; Hughes and Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003; 2004). 3) The Coastal Zone consists of basalts and dolerites of oceanic plateau affinity, overlain by Late Cretaceous island arc-rocks (e.g. Lebrat et al., 1987; Jaillard et al., 1997; Reynaud et al., 1999).

Two lithological associations of oceanic plateau affinity have been recognized in the accreted oceanic terranes.

Type I is composed of massive and pillowed mafic and picritic lava flows, tuffs and greywackes, intruded by shallow-level gabbros and dolerites. This type is widely exposed on the Pinón Formation in the coast (Reynaud et al., 1999) and in the Western Cordillera (Mamberti et al., 2003) where it is called the Pallantanga Unit (McCourt et al. 1998; Dunkley and Gaibor, 1998; Kerr et al., 2002; Hughes and Pilatasig, 2002). On the basis of the Upper Cretaceous faunas found in the associated sediments, Type I is regarded as belonging to the Cretaceous Caribbean Colombian oceanic plateau (CCOP; Kerr et al., 1997).

The second lithological association consists of cumulate peridotites and gabbros intruded by mafic and felsic dykes (Mamberti et al., 2004). This type, dated as early Cretaceous (123 ± 13 Ma, Lapierre et al., 2000), occurs as tectonic slices pinched in the Late Cretaceous suture, East of the Western Cordillera. Different sections with island arc affinity are also exposed in the Western Cordillera and Coastal Ecuador. Most of these arc fragments are Upper Cretaceous in age, and accreted to the Pacific margin of Ecuador during the latest Cretaceous-Paleogene (Jaillard et al., 2004). Their basement consists of the Upper Cretaceous oceanic plateau (Pallantanga Unit, Pinón Formation, CCOP, Boland et al., 2000). In the Western Cordillera, the Upper Cretaceous intra-oceanic arcs (Rio Cala, Macuchi) are formed of clinopyroxene-phyric basalts and andesites of tholeiitic affinity (Mamberti, 2001; Allibon, 2005). The intra-oceanic arcs exposed along the coast and in the Chogón-Colonche Cordillera are formed of clinopyroxene phyric-basalts overlain by calc-alkaline andesites (Lebrat et al. 1987; Cosma et al., 1998; Reynaud et al., 1999; Mamberti, 2001). New isotopic data (Allibon, 2005) show that the ϵ_{Nd} values of the Upper Cretaceous Ecuadorian arcs range from +4.2 and +7.5 and plot in the field of worldwide intra-oceanic arcs. On the basis of the Pb and Nd isotopic compositions, the Upper Cretaceous Ecuadorian arcs fall between the MORB and EMII fields or in the EM II field (Latacunga section of the Macuchi arc).

After accretion of the oceanic terranes, subduction of the Pacific plate resumed, and an Andean-type magmatic arc developed in the late Eocene-Oligocene on the Western Cordillera and then, shifted farther east.

Since the Eocene, dextral, transpressive, multi kilometer-scale faults (McCourt et al., 1998; Jaillard et al., 2004) affected the accreted oceanic terranes, triggering the formation of flower structures in the Western Cordillera (Fig. 3). In the studied area, such north to NNE-trending faults crosscut Oligocene deposits, and are offset by northeast-trending dextral faults, which also crosscut Late Miocene volcanic units. These Miocene faults exhumed varied slices of metamorphic rocks (i.e., amphibolites, granulites, amphibolitic gneisses, micaschists), magmatic rocks (basalts, dolerites, gabbros), and cumulate and foliated ultramafic rocks (lherzolites, harzburgites and pyroxenites).

The main aim of this manuscript is to provide an overview of the petrographic and geochemical characteristics of these exhumed rocks, which presumably represent a random sampling of the deep parts of the western Cordillera.

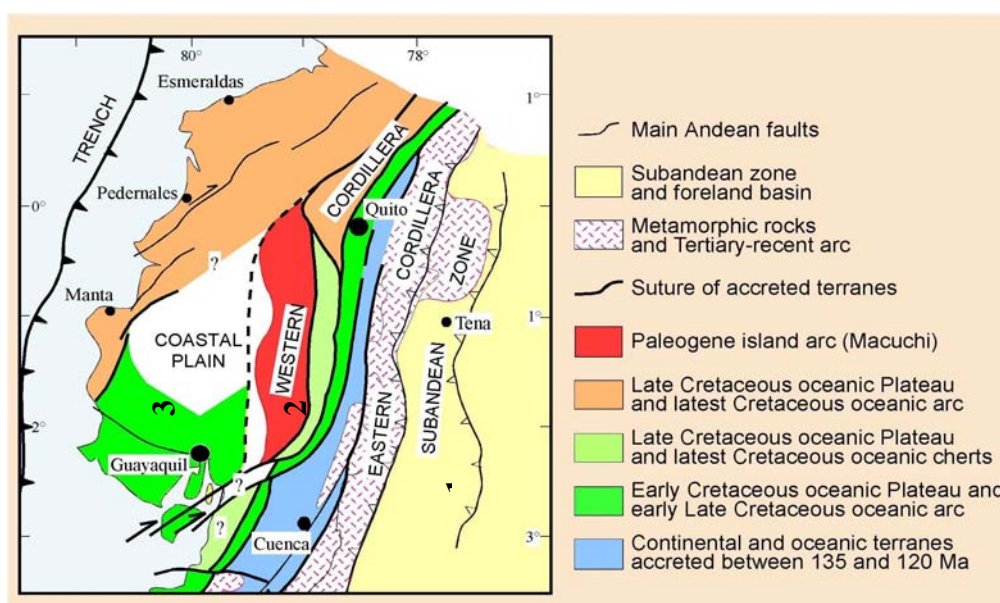


Figure 3.2. The three main geomorphologic domains of in Ecuador: 1. The Oriente Basin, 2. The Ecuadorian Andes 3. The Coastal Plain

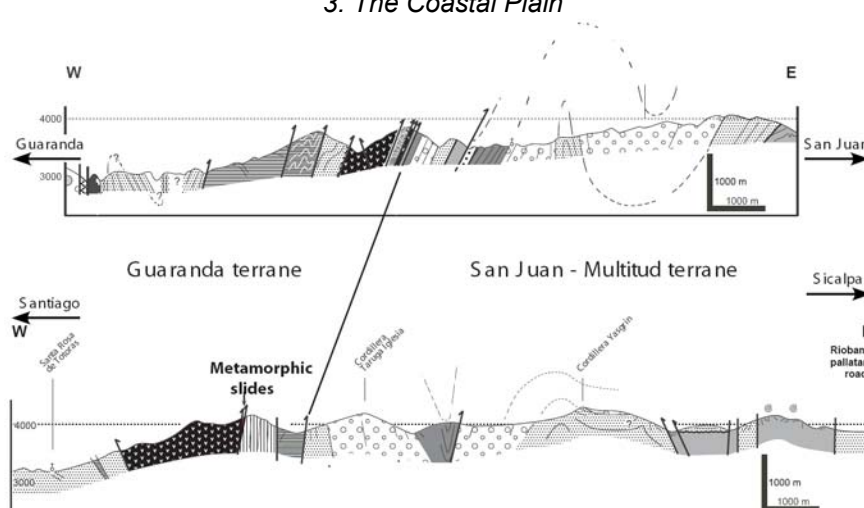


Figure 3.3. Different pluri-kilometres faults affecting the accreted oceanic terrains and triggering, in depth, the formation of flower structures in the Western Cordillera

3.3 Analytical procedure

Major and compatible trace elements were determined by ICP-optical spectroscopy at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques in Nancy and at the Université de Bretagne Occidentale in Brest using Cotten et al. (1995) procedures. Trace elements including the REE were analyzed by ICP-MS at the Université Joseph Fourier in Grenoble, after acid dissolution of 100 mg sample, using the procedures of Barrat et al. (1996). Standards used for the analyses were BR-24, BR-22 and Bir-1. Analytical errors are 1-3% for major elements and lesser than 3% for trace elements. All the samples were pulverised an agate mill.

Sr (static acquisition) and Nd (dynamic acquisition) isotopic ratios (voir data tables 3.1 to 3.6) were measured on 26 samples at the laboratoire de Géochimie isotopique de l'Université Paul Sabatier de Toulouse on a Finnigan MAT 261 multicollector massspectrometer using the analytical procedures of Lapierre et al. (1997). Results on the Rennes standards (Chauvel and Blichert-Toft 2001) yielded $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values of 0.51196 ± 0.00002 on 10 standards. Results on NBS 987 Sr standards yielded $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 0.000004$ on 15 standard determinations. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ were normalized for mass fractions relative to $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ respectively. ϵNd_i was calculated with actual $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ and $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$. ϵSr_i was calculated with actual $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0.70450$ and $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0.084$ (McCulloch and Wasserburg, 1978). Before acid digestion and Nd and Sr chemical separations, two leaching steps with 2.5 N HCl were done during 20 min at 100°C.

For lead separation, eighteen powdered samples were weighted to obtain approximatively 300 ng of lead. A leaching step with 6N HCL during 20 min at 65°C was done before acid digestion. Samples were then dissolved during 48-72 h on a hotplate with a mixing of tridistilled Hf:HNO₃ concentrated acids. After evaporation of dryness, 1 ml of HNO₃ was added to the residue and kept at 70° for 2-3 h before complete evaporation. The chemical separations of lead was done using anion exchange resin (AG1X8, 200-400 mesh) and samples were loaded and washed in 0.5N HBr. Lead was then eluted in 6 N HCl. Pb blanks were less than 60 pg and are negligible for the present analyses.

Lead isotope analyses were made using a VG model Plasma magnetic sector-inductively coupled plasma-mass spectrometer (MC-ICP-MS) at the Ecole Normale Supérieure de Lyon. Lead isotope compositions were measured using the TI normalization method described by White et al. (2000). For Pb isotope analyses, samples were bracketed between NIST 981 standards, and calculated with respect to the value reported for this standard by Todt et al. (1996). This technique yields internal precision of ca. 50 ppm (2 σ) and an external reproductibility of ca. 250 ppm 2 σ or $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios determined on 20 NIST standards. All the isotopic data (Tables 3.1 to 3.6) have been corrected for *in situ* decay using a mean age of 100 Ma, based on the Cretaceous ages of the accreted oceanic terranes. Only the mica-schists have been corrected using a mean age of 50 Ma, on the basis of the Andes exhumation event.

3.4 Petrology and chemistry of the igneous and metamorphic rocks

Three main rock types have been recognized among the slices caught within the transpressive faults (Fig.3.4): igneous rocks, metamorphic rocks and ultramafic rocks. Among the metamorphic rocks, we recognized amphibolites, mafic granulites, amphibolitized gneiss and garnet-bearing micaschists. Basalts, dolerites and gabbros are the main facies of the igneous rock-type. The ultramafic rocks consist of lherzolites, harzburgites and clinopyroxenites.

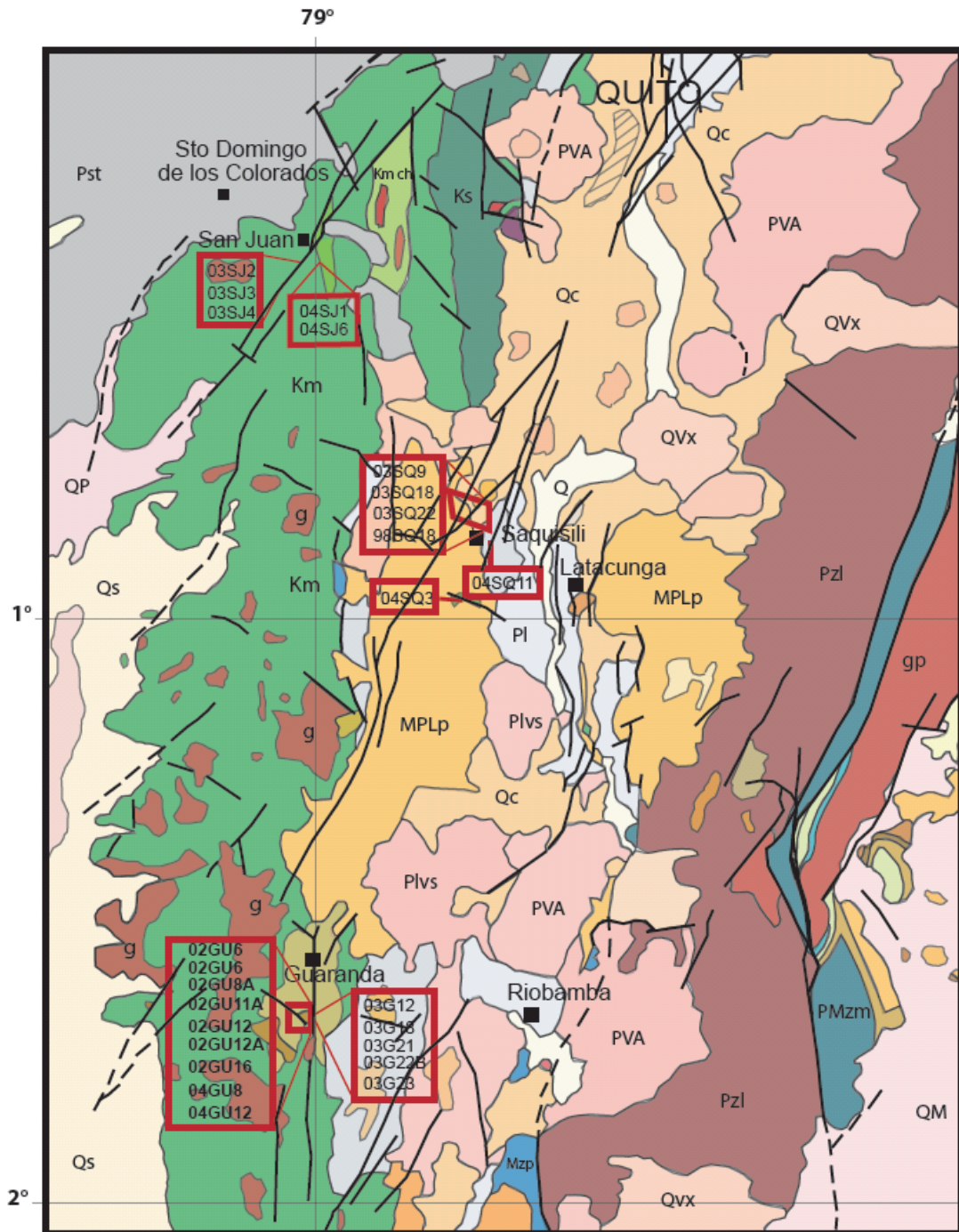
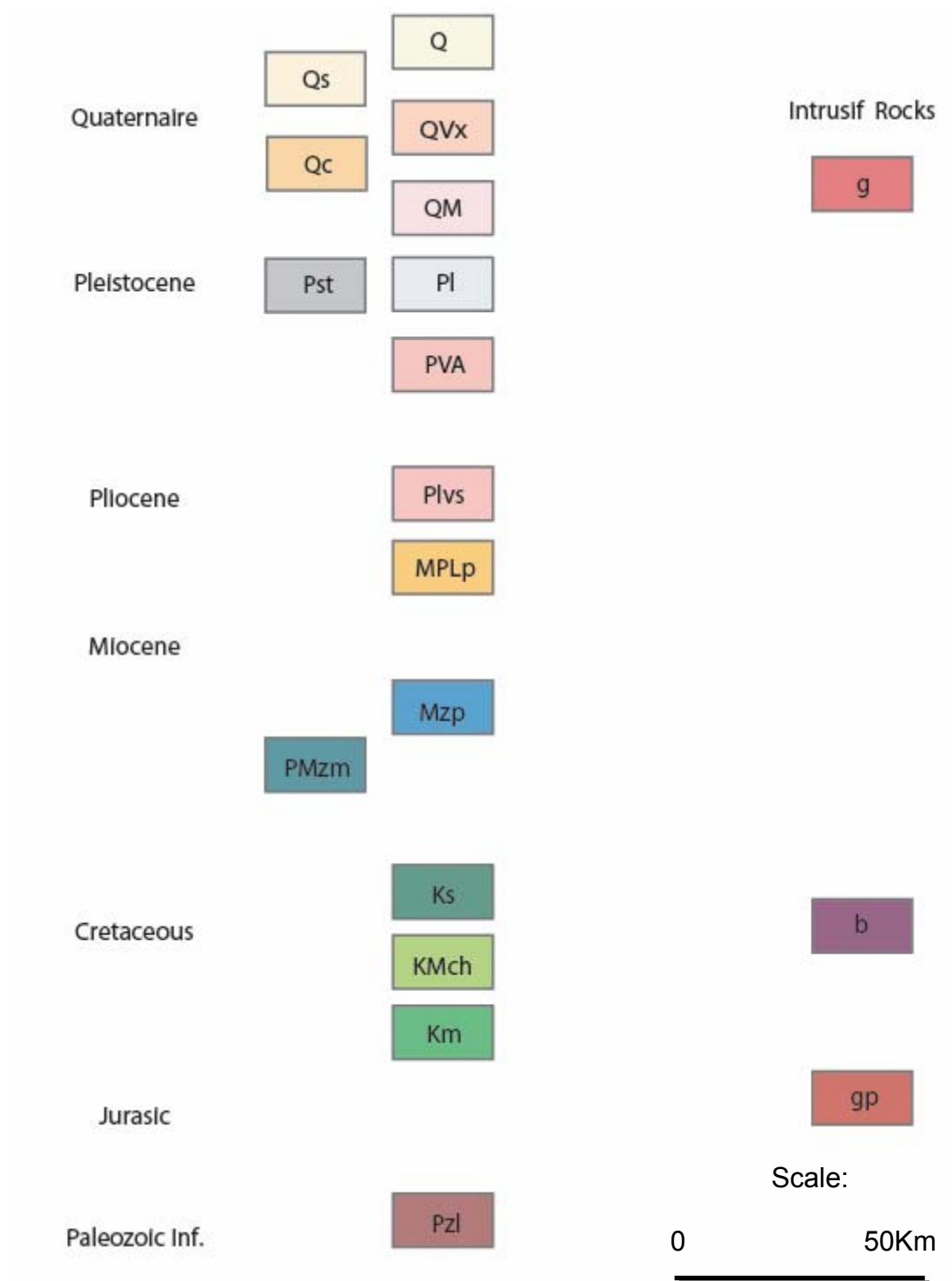


Figure 3.4. Geology and localisation of samples in the studied area. Geological map of Ecuador, (d'après Baldock, 1982).

Legend Map



3.4.1 Igneous rocks

Dolerites and basalts

The dolerites (02GU10, 02GU11a, 02GU16) are characterized by ophitic texture, *i.e.* lath-shaped plagioclase crystals partially and/or completely included in clinopyroxene (Fig. 3.5a). 02GU16 differs from the other dolerites by centimeter-sized clinopyroxene and olivine pseudomorphs (serpentine + chlorite).

Basalts have a phyric texture and consist of plagioclase and clinopyroxene assemblage. Their groundmass (20 to 45 %) consists of plagioclase microliths and clinopyroxene grains enclosed in a glass, now recrystallized in chlorite. Sample 03G12 groundmass includes quartz-chlorite-filled vesicles and calcite-epidote-filled cracks. Sample 02SQ3 differs from the above-mentioned basalt by the presence of preserved orthopyroxene, zoned plagioclase and early crystallized oxides included in the pyroxenes (Fig.3.5b).

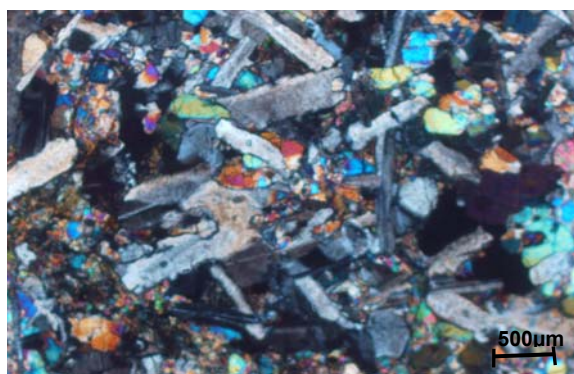


Figure 3.5a. Dolerite 02GU11A. Plagioclase and pyroxene. Ophitic texture

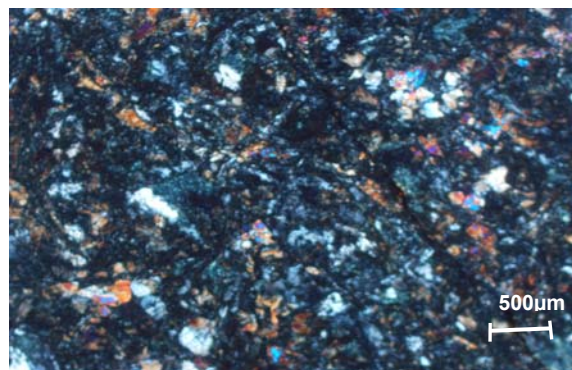


Figure 3.5b. Basalt 02SQ3. Orthopyroxene, zoned plagioclase and oxides

For dolerite 02GU16, (Fig 3.6) the clinopyroxene composition is a Mg-rich augite (Wo_{40-50} , En_{55-42} , Fs_{11-22}). Plagioclase crystals contain between 50 and 75 An% (labradorite-bytownite) (annex 3.1, tables 1 and 2). Dolerites and basalts are Mg-rich ($10 < MgO \% < 6$) and K_2O - poor ($< 0.3 \%$). The dolerites show relatively high Ti content (≥ 1). The rather $LOI < 4 \%$ indicate that these rocks are affected by hydrothermal alteration at a lower degree (Table.3.1).

The flat chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989) [$(La/Yb)_N = 0.9$] of the dolerites (Fig. 3.7a) are similar to those of the amphibolites. The primitive mantle-normalized multi-element (Sun and McDonough, 1989) patterns of the dolerites are almost flat and differ from each other by positive or negative Pb, Sr and Ti anomalies (Fig 3.7b). Sr and Ti anomalies suggest

accumulation or removal of plagioclase and magnetite, respectively. The Pb behavior reflects most probably alteration process. Sample 02GU10 (Fig.3.7b) differs from the other dolerites by Zr and Hf negative anomalies. The La/Nb ratio of these dolerites is less than 1 (Table 3.1)

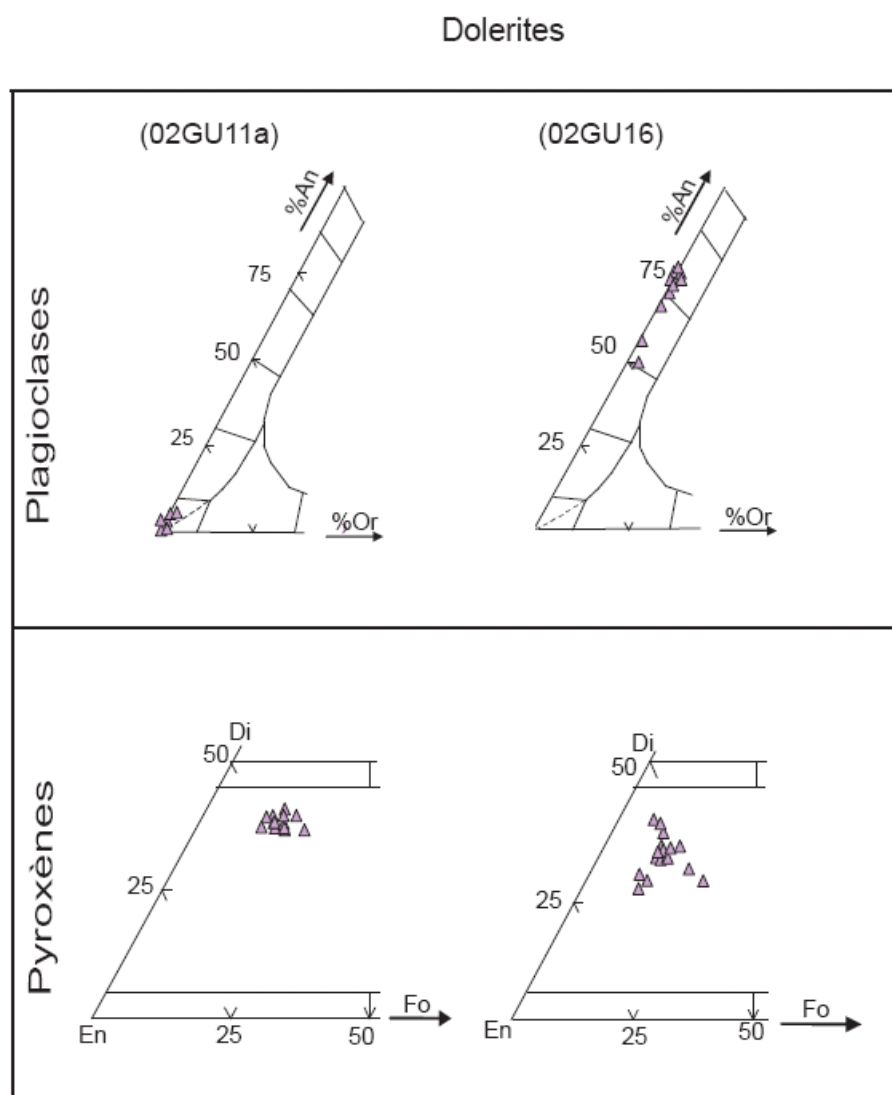


Figure 3.6. Major element analyses for plagioclases and pyroxenes from dolerites

The trace element chemistry of two basalts (03G12, 02SQ3) differs significantly from each other (Figs. 3.8a et 3.8b). Sample 03G12 REE and trace element plots are similar to those of the dolerites (flat with no Nb and Ta negative anomalies). In contrast, sample 02SQ3 (Fig. 3.8a) is characterized by LREE-enriched chondrite-normalized pattern $[(La/Yb)_N = 8.1]$ La/Nb ratio > 1 (2.65) (table 3.1), and Nb and Ta negative anomalies. These are features of calc-alkaline melts. Moreover, sample 02SQ3 exhibits marked Pb and Sr positive anomalies (Fig. 3.8b), likely due to plagioclase accumulation. Thus, dolerites and 03G12 basalt display geochemical features of oceanic plateau basalts while 02SQ3 basalt developed in an arc or active margin environment.

Chapter III: Petrography and geochemistry of accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador

Rock Type	Basalt		Basalt		Dolerite		Dolerite		Dolerite	
Sample number	02SQ3		03G12		02GU10		02GU11A		02GU16	
		Sec		Sec				Sec		Sec
% SiO ₂	60,9	62,1	50,2	52,5	46,5	47,2	54,0	55,1	51,5	52,6
Al ₂ O ₃	15,9	42,7	13,9	14,6	14,3	27,5	11,2	25,4	13,6	29,2
Fe ₂ O ₃	5,9	15,7	11,9	12,4	13,1	25,2	9,7	22,1	10,4	22,3
MnO	0,1	0,3	0,2	0,2	0,3	0,5	0,2	0,4	0,2	0,4
MgO	3,7	10,0	6,0	6,3	9,6	18,5	6,7	15,3	7,9	16,9
CaO	6,4	17,3	10,2	10,6	10,9	21,0	12,2	27,7	11,1	23,8
Na ₂ O	3,3	8,9	2,1	2,1	2,4	4,5	2,9	6,6	2,2	4,6
K ₂ O	1,2	3,2	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,1	0,3	0,7
TiO ₂	0,7	1,9	1,1	1,2	1,3	2,5	1,1	2,4	1,0	2,0
P ₂ O ₅	n.d		0,1	0,1	n.d		n.d		n.d	
LOI	2,6		4,2		1,5		1,9		2,0	
Total	100,6		99,8		100,0		100,0		100,0	
Th ppm	2,80		0,401		0,278		0,333		0,213	
U	0,892		0,120		0,077		0,095		0,069	
Nb	4,73		4,91		4,40		5,42		3,38	
Ta	0,303		0,309		0,280		0,337		0,213	
La	12,5		4,19		3,39		3,86		2,67	
Ce	25,6		10,7		9,36		10,0		7,23	
Pb	6,41		0,580		1,03		0,922		0,186	
Pr	3,50		1,541		1,53		1,52		1,14	
Sr	655		67,4		89,9		659		107	
Nd	14,3		7,53		7,86		7,46		6,04	
Zr	102		70,0		25,8		55,2		54,5	
Hf	2,56		1,85		1,08		1,54		1,47	
Sm	3,095		2,55		2,70		2,19		2,06	
Eu	0,937		0,872		0,964		0,814		0,777	
Ti	11625		6967		15219		14574		12271	
Gd	2,90		3,23		3,67		2,61		2,83	
Dy	2,24		3,98		4,31		2,56		3,39	
Y	12,9		25,0		27,5		14,8		22,1	
Ho	0,449		0,840		0,908		0,537		0,746	
Yb	1,11		2,51		2,49		1,16		2,07	
Er	1,23		2,52		2,65		1,43		2,14	
Lu	0,166		0,403		0,381		0,179		0,324	
La/Yb	11,3		1,67		1,36		3,34		1,29	
La/Nb	2,65		0,854		0,771		0,713		0,791	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,095		0,204		0,150		0,128		0,149	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512755±6		0,512979±9		0,513017±6		0,512988±6		0,513031±6	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i	0,5126931		0,5128453		0,5129188		0,5129040		0,5122963	
ε(Nd)i	3,6		6,6		8,0		7,7		8,8	
Rb	36,4		1,30		0,68		0,28		5,37	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703997±8		0,703814±9		0,703782±10		0,703449±8		0,703946±8	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	0,70376		0,70373		0,703748		0,703447		0,70374	
ε(Sr)t	-8,8		-9,2		-9,0		-13,3		-9,1	
				2σ		2σ				2σ
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	n.d	n.d	19,151	0,006	18,95	0,01	n.d	n.d	19,30	0,01
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	n.d		18,945		18,87		n.d		18,93	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	n.d	n.d	15,646	0,006	15,56	0,01	n.d	n.d	15,68	0,01
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	n.d		15,636		15,55		n.d		15,67	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	n.d	n.d	38,973	0,007	38,59	0,01	n.d	n.d	39,16	0,01
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	n.d		38,745		38,50		n.d		38,78	

Table 3.1. Major elements, trace elements and isotopes of lavas

Type rock	Gabbro		Gabbro		Gabbro	
Sample number	02GU12A		02GU8A		03G21	
		Sec		Sec		Sec
% SiO ₂	49,2	49,9	46,2	48,6	45,6	46,6
Al ₂ O ₃	12,3	12,5	14,4	15,1	15,5	15,8
Fe ₂ O ₃	9,4	9,5	9,5	9,9	12,5	12,8
MnO	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
MgO	14,0	14,1	18,2	19,1	11,1	11,3
CaO	12,4	12,5	4,7	4,9	11,8	12,0
Na ₂ O	1,0	1,1	0,6	0,7	0,5	0,5
K ₂ O	0,0	0,0	1,3	1,4	0,6	0,6
TiO ₂	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
LOI	1,7		4,6		1,9	
Total	100,4		99,8		99,8	
Th ppm	0,005		0,047		0,008	
U	0,001		0,026		0,000	
Nb	0,027		0,471		0,028	
Ta	0,003		0,017		0,002	
La	0,277		1,04		1,67	
Ce	0,740		2,83		3,51	
Pb	0,367		0,275		0,140	
Pr	0,141		0,418		0,854	
Sr	71,7		110		68,9	
Nd	0,864		1,86		4,72	
Zr	2,85		n.d		n.d	
Hf	0,116		n.d		n.d	
Sm	0,385		0,225		0,068	
Eu	0,235		0,260		0,589	
Ti	1156		360		735	
Gd	0,694		0,472		2,09	
Dy	0,965		0,515		2,24	
Y	5,88		3,50		4,32	
Ho	0,228		0,115		0,496	
Yb	0,672		0,384		1,30	
Er	0,671		0,344		1,49	
Lu	0,107		0,074		0,195	
La/Yb	0,412		2,71		1,28	
La/Nb	10,27		2,21		60,7	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,949		0,073		0,009	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512948±8		0.512933±9		0.512968±7	
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0,5122767		0,5128852		0,5129623	
ε(Nd) _i	5,0		7,3		8,8	
Rb	0,761		26,8		14,6	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703466±9		0.705889±8		0.705961±10	
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0,703434		0,704885		0,705087	
ε(Sr) _t	-13,5		7,1		10,0	
		2σ		2σ		2σ
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,970	0,014	19,158	0,013	18,826	0,006
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	18,970		19,064		18,820	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,663	0,014	15,692	0,015	15,71	0,02
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	15,663		15,688		15,71	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,797	0,015	38,811	0,015	39,19	0,02
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	38,788		38,755		39,17	

Table 3.2. Major elements, trace elements and isotopes of gabbros

Rock type	Granulite		Amphibolite		Amphibolite		Amphibolite		Amphibolite	
Sample number	02GU12		02GU6		03G23		04SQ3		03SQ9	
		Sec		Sec		Sec		Sec		Sec
SiO ₂ %	49,43	50,74	49,4	50,7	46,3	47,6	57,0	58,4	45,0	47,5
Al ₂ O ₃	12,89	13,23	12,9	13,2	13,9	14,3	14,8	15,1	16,2	17,1
Fe ₂ O ₃	12,19	12,51	12,2	12,5	9,8	10,1	6,6	6,7	12,4	13,1
MnO	0,25	0,26	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2
MgO	9,96	10,22	10,0	10,2	14,0	14,4	6,1	6,2	8,5	9,0
CaO	9,44	9,69	9,4	9,7	11,1	11,4	7,5	7,7	9,7	10,2
Na ₂ O	1,98	2,03	2,0	2,0	1,1	1,2	4,1	4,2	1,7	1,8
K ₂ O	0,11	0,11	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,3	0,3
TiO ₂	1,17	1,20	1,2	1,2	0,6	0,6	0,8	0,8	0,6	0,7
P ₂ O ₅	n.d		n.d		0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1
LOI	2,58		2,6		2,7		2,2		5,3	
Total	100		100,0		99,9		99,8		99,8	
Th ppm	0,005		0,190		0,181		0,031		0,009	
U	0,003		0,062		0,057		0,012		0,007	
Nb	1,36		4,15		2,19		0,423		1,02	
Ta	0,07		0,245		0,126		0,023		0,037	
La	1,007		3,43		1,87		0,711		0,419	
Ce	3,139		9,75		4,92		2,43		0,795	
Pb	0,477		0,352		0,284		0,180		0,195	
Pr	0,606		1,58		0,695		0,507		0,121	
Sr	70,382		90,7		77,9		293		167	
Nd	3,483		8,00		3,61		3,04		0,626	
Zr	8,637		23,3		20,4		13,4		0,224	
Hf	0,324		1,067		0,613		0,546		15,9	
Sm	1,361		2,68		1,27		1,22		0,594	
Eu	0,561		0,943		0,451		0,471		0,187	
Gd	2,045		3,52		1,61		1,62		0,413	
Dy	2,519		4,14		2,04		1,78		0,645	
Y	15,922		26,2		14,1		11,1		15,0	
Ho	0,569		0,895		0,433		0,386		0,152	
Yb	1,59		2,39		1,28		0,925		0,492	
Er	1,619		2,53		1,24		1,10		0,463	
Lu	0,253		0,364		0,194		0,144		0,076	
La/Yb	0,63		1,43		1,46		0,769		0,851	
La/Nb	0,74		0,827		0,855		1,68		0,411	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,171		0,146		0,212		0,243		0,573	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513009±6		0.513010±6		0.512952±3		0.513005±10		0.512987±7	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _i	0.5128973		0.5129163		0.5128132		0.5125093		0.5126119	
ε(Nd) _i	7,57		7,9		5,9		6,6		2,0	
Rb	0,180		0,550		4,310		0,860		13,987	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703866±6		0.703550±8		0.704125±8		0.703427±7		0.703894±8	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	0.703855		0.703534		0.703898		0.703414		0.703926	
ε(Sr) _i	-7,49		-12,0		-6,9		-13,7		-6,5	
		2σ		2σ		2σ		2σ		2σ
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	19,080	0,013	18,94	0,01	19,25	0,02	18,7782	0,0005	18,7604	0,008
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb _i	19,074		18,77		19,05		18,723		18,7234	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,687	0,013	15,67	0,01	15,71	0,02	15,5737	0,0005	15,6050	0,009
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _i	15,686		15,65		15,69		15,571		15,6032	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,940	0,017	38,79	0,01	39,19	0,02	38,832	0,001	38,419	0,01
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb _i	38,936		38,61		38,98		38,776		38,402	

Table 3.3. Major elements, trace elements and isotopes of granulite and amphibolites

Chapter III: Petrography and geochemistry of accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador

Type Rock Sample number	Banded- amphibolite		Banded- amphibolite		Banded- amphibolite		Mica-schist		Mica-schist	
	04GU8		04GU12		03G22B		04SJ1		04SJ6	
		Sec		Sec		Sec		Sec		Sec
% SiO ₂	50,1	50,8	46,8	47,8	49,0	50,1	61,0	63,0	73,1	75,6
Al ₂ O ₃	12,4	12,5	16,2	16,6	13,1	13,3	16,0	16,5	15,8	16,3
Fe ₂ O ₃	9,7	9,8	11,2	11,4	8,9	9,1	6,7	6,9	2,2	2,3
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0
MgO	12,8	12,9	11,1	11,3	13,0	13,3	3,2	3,3	0,6	0,6
CaO	12,0	12,2	10,3	10,5	12,5	12,8	3,8	3,9	0,2	0,2
Na ₂ O	1,1	1,1	1,1	1,1	0,8	0,8	3,5	3,7	1,1	1,1
K ₂ O	0,2	0,2	0,6	0,6	0,1	0,1	1,6	1,6	2,7	2,8
TiO ₂	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,6	0,6	1,1	1,1
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0
LOI	1,4		2,4		2,2		3,4		3,7	
M.O							0,01		1,21	
Total	100,0		100,2		100,0		100,1		101,6	
Th ppm	0,124		0,006		0,042		8,90		6,98	
U	0,061		0,005		0,022		2,56		2,14	
Nb	0,125		0,033		0,161		3,95		10,30	
Ta	0,010		0,004		0,009		0,370		0,850	
La	0,509		0,162		0,476		18,5		19,1	
Ce	1,08		0,410		1,109		36,9		30,6	
Pb	0,127		0,121		0,198		30,9		23,6	
Pr	0,149		0,067		0,160		4,71		4,39	
Sr	58,8		47,7		62,4		206		86,2	
Nd	0,801		0,424		0,950		19,3		16,6	
Zr	3,420		1,67		4,66		138		200	
Hf	0,128		0,058		0,147		3,83		5,22	
Sm	0,340		0,182		0,365		4,390		3,24	
Eu	0,210		0,102		0,238		1,00		0,762	
Gd	0,535		0,316		0,585		3,91		2,56	
Dy	0,835		0,474		0,912		4,01		2,60	
Y	5,74		3,550		6,34		23,5		1,88	
Ho	0,203		0,117		0,209		0,800		0,529	
Yb	0,554		0,397		0,662		2,65		15,5	
Er	0,600		0,385		0,642		2,42		1,66	
Lu	0,101		0,065		0,107		0,427		0,310	
La/Yb	0,919		0,408		0,719		6,98		1,23	
La/Nb	4,07		4,98		2,95		4,68		1,85	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,257		0,237		0,232		0,137		0,118	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513011±7		0.512894±9		0.512752±10		0.512673±6		0.512847±1	
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0,5128431		0,5128785		0,5126001		0,512678		0,5128397	
ε(Nd) _i	6,5		4,9		1,8		1,06		4,5	
Rb	2,20		4,14		2,09		41,3		80,3	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703761±8		0.704479±8		0.703716±7		0.706278±7		0.708444±16	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0,703607		0,704122		0,703579		0,705866		0,706530	
ε(Sr) _t	-11,0		-3,7		-11,4		20,2		29,9	
				2σ		2σ		2σ		2σ
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	n.d	n.d	19,0590	0,0007	18,9457	0,0186	18,6080	0,0035	18,6221	0,0008
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	n.d		18,9766		18,8373		18,5674		18,13286	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	n.d	n.d	15,5593	0,0006	15,6216	0,0171	15,602	0,005	15,5951	0,0009
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	n.d		15,5553		15,6163		15,600		15,57186	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	n.d	n.d	38,544	0,002	38,5802	0,0182	38,4853	0,0091	38,4600	0,0024
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	n.d		38,517		38,5105		38,4383		37,9322	

Table 3.4. Major elements, trace elements and isotopes of banded amphibolites and mica-schists

Chapter III: Petrography and geochemistry of accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador

Rock Type	Pyroxenite		Pyroxenite		Pyroxenite		Pyroxenite		Pyroxenite	
Sample number	03SQ22		03SJ4		03G18		03SJ3		04SQ11	
		Sec		Sec		Sec		Sec		
% SiO ₂	44,6	45,4	49,2	49,6	52,6	53,9	46,3	48,1	n.d	n.d
Al ₂ O ₃	14,1	14,4	13,4	13,5	2,4	2,4	4,6	4,8	n.d	n.d
Fe ₂ O ₃	4,8	4,9	3,8	3,8	7,7	7,9	7,2	7,5	n.d	n.d
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	n.d	n.d
MgO	19,3	19,7	12,4	12,5	18,1	18,6	22,7	23,6	n.d	n.d
CaO	14,7	14,9	19,5	19,7	16,2	16,6	14,9	15,4	n.d	n.d
Na ₂ O	0,5	0,5	0,7	0,7	0,2	0,2	0,2	0,2	n.d	n.d
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.d	n.d
TiO ₂	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	n.d	n.d
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.d	n.d
LOI	1,7		1,2		1,9		2,6			
Total	100,0		100,5		99,4		98,8			
Th ppm	0,002		0,023		0,024		0,011		0,006	
U	0,000		0,005		0,005		0,000		0,005	
Nb	0,012		0,026		0,023		0,029		0,055	
Ta	0,001		0,003		0,004		0,003		0,003	
La	0,022		0,171		0,373		0,203		0,111	
Ce	0,070		0,517		1,072		0,648		0,369	
Pb	0,045		0,158		0,290		0,127		0,051	
Pr	0,020		0,107		0,231		0,135		0,106	
Sr	20,851		59,047		18,824		23,838		29,300	
Nd	0,156		0,703		1,428		0,810		0,641	
Zr	0,495		3,405		5,411		3,312		4,260	
Hf	0,025		0,134		0,234		0,133		0,197	
Sm	0,109		0,319		0,585		0,370		0,300	
Eu	0,078		0,153		0,181		0,155		0,125	
Gd	0,216		0,595		0,817		0,691		0,454	
Dy	0,306		0,852		0,788		0,942		2,870	
Y	1,828		5,391		4,565		6,172		0,101	
Ho	0,072		0,187		0,162		0,220		0,241	
Yb	0,180		0,537		0,408		0,605		0,278	
Er	0,196		0,587		0,452		0,638		0,037	
Lu	0,026		0,084		0,062		0,093		0,071	
La/Yb	0,120		0,319		0,914		0,335		0,399	
La/Nb	1,816		6,622		16,349		7,094		2,015	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	n.d		0,276		0,248		n.d		0,232	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	n.d		0,513027±10		0,513032±9		n.d		0,513028±15	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i	n.d		0,5128522		0,5128700		n.d		0,5126001	
ε(Nd)i	n.d		6,7		7,0		n.d		6,5	
Rb	0,300		0,337		0,361		0,230		0,500	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	n.d		n.d		0,703535±9		n.d		0,703553±7	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	n.d		n.d		0,703456		n.d		0,703482	
ε(Sr)t	n.d		n.d		-13,2		n.d		-12,8	
		2σ		2σ		2σ				
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,430	0,008	18,659	0,006	18,82	0,02	n.d	n.d	n.d	n.d
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	18,43		18,627		18,8		n.d		n.d	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,502	0,008	15,564	0,005	15,67	0,02	n.d	n.d	n.d	n.d
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	15,502		15,562		15,66		n.d		n.d	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,11	0,02	38,26	0,01	38,55	0,02	n.d	n.d	n.d	n.d
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	38,1		38,22		38,52		n.d		n.d	

Table 3.5. Major elements, trace elements and isotopes of pyroxenites

Rock Type	Lherzolite		Lherzolite		Harzburgite	
Sample number	03SJ2		03SQ18		98SQ3	
		Sec		Sec		Sec
% SiO ₂	44,34	46,21	40,24	45,68	39,32	46,77
Al ₂ O ₃	11,58	12,07	2,6	2,95	0,81	0,96
Fe ₂ O ₃	6,44	6,71	8,01	9,09	7,43	8,84
MnO	0,1	0,10	0,11	0,12	0,10	0,12
MgO	19,55	20,37	35,49	40,28	36,20	43,06
CaO	13,44	14,01	1,56	1,77	0,15	0,18
Na ₂ O	0,41	0,43	0	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0	0,00	0	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,05	0,05	0	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,09	0,10	0,06	0,07
LOI	3,95		12,15		15,32	
Total	99,91		100,25		99,39	
Th ppm	0,004		0,056		0,004	
U	0,002		0,251		0,011	
Nb	0,009		0,057		0,011	
Ta	0		0,007		0,001	
La	0,067		0,276		0,683	
Ce	0,214		0,213		1,109	
Pb	0,126		0,098		0,191	
Pr	0,045		0,038		0,106	
Sr	41,8		8,13		6,85	
Nd	0,284		0,239		0,162	
Zr	1,109		1,519		0,300	
Hf	0,051		0,073		0,007	
Sm	0,161		0,131		0,006	
Eu	0,096		0,058		0,002	
Gd	0,281		0,271		0,011	
Dy	0,439		0,387		0,018	
Y	2,75		2,78		0,164	
Ho	0,094		0,093		0,006	
Yb	0,268		0,304		0,046	
Er	0,299		0,299		0,023	
Lu	0,041		0,047		0,010	
La/Yb	0,25		0,91		14,96	
La/Nb	7,44		4,89		61,21	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	n.d		n.d		n.d	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	n.d		n.d		n.d	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	n.d		n.d		n.d	
ε(Nd) _i	n.d		n.d		n.d	
Rb	n.d		n.d		n.d	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	n.d		n.d		n.d	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	n.d		n.d		n.d	
ε(Sr) _t	n.d		n.d		n.d	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	n.d		n.d		n.d	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	n.d		n.d		n.d	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	n.d		n.d		n.d	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	n.d		n.d		n.d	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	n.d		n.d		n.d	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	n.d		n.d		n.d	

Table 3.6. Major elements, trace elements and isotopes of peridotites

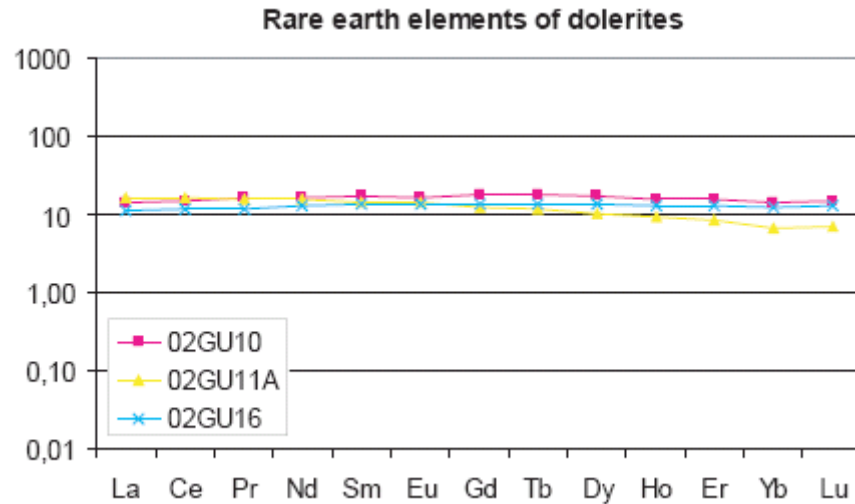


Figure 3.7a. REE of dolerites. Normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

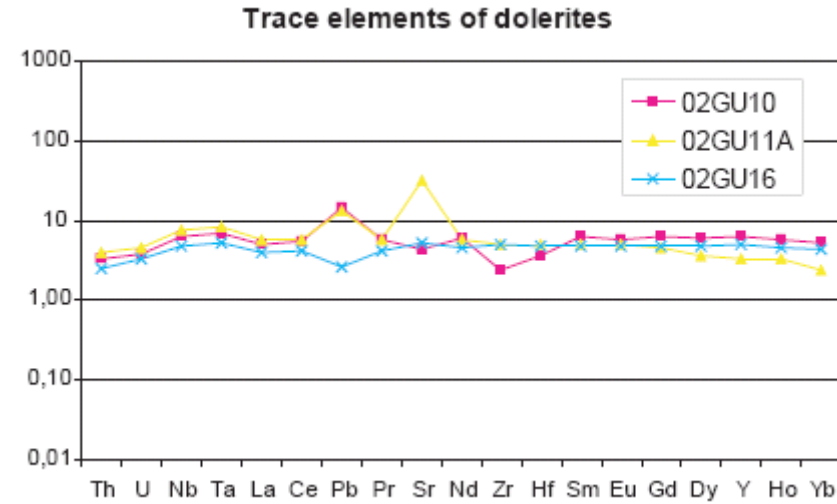


Figure 3.7b. Trace elements of dolerites. Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

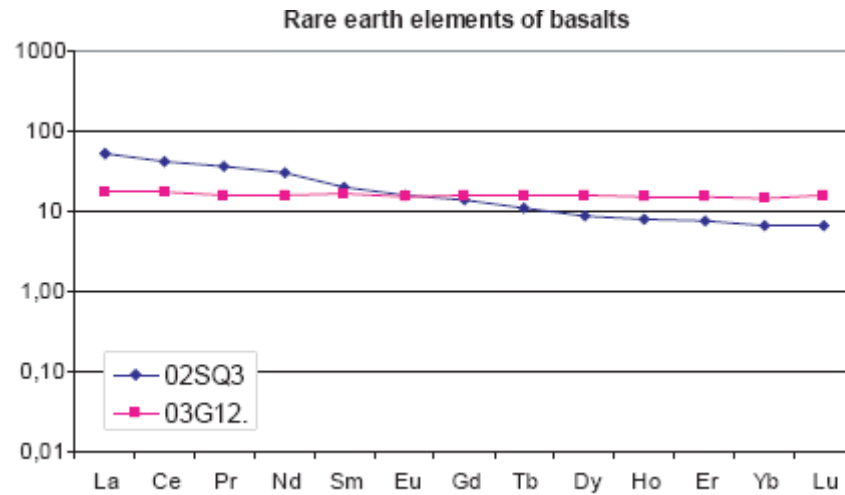


Figure 3.8a. REE of basalts. Normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

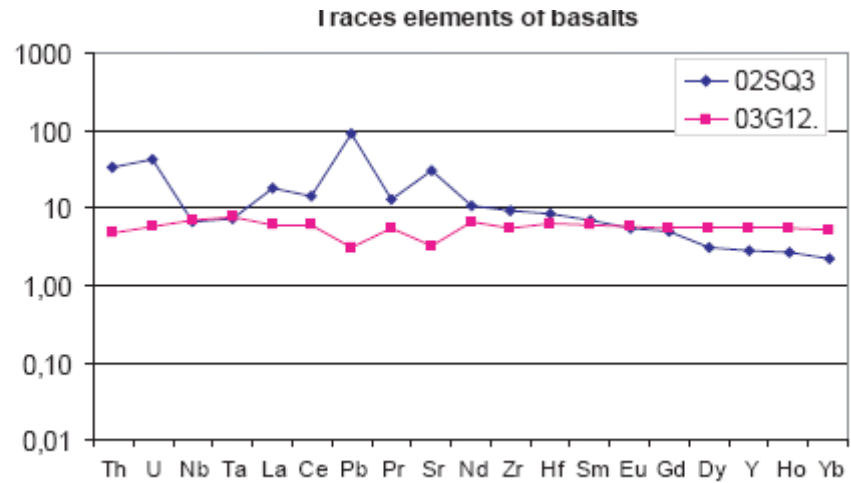


Figure 3.8b. Trace elements of basalts. Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

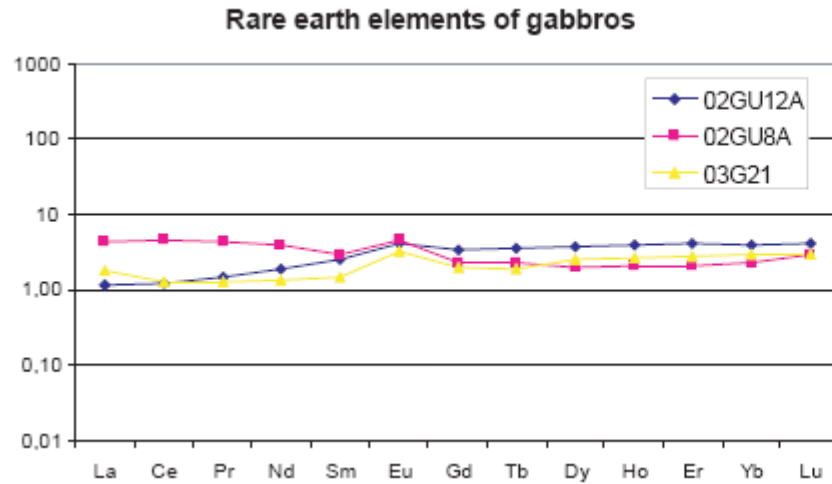


Figure 3.9a REE of gabbros. Normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

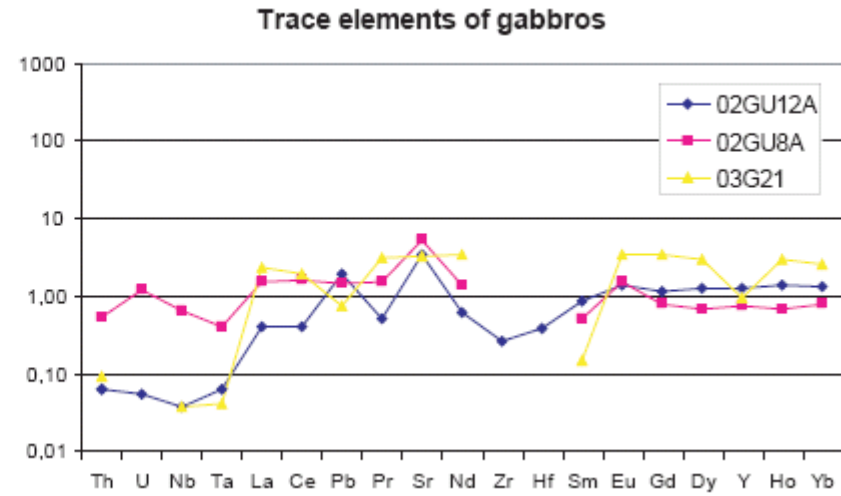


Figure 3.9b. Trace elements of gabbros. Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

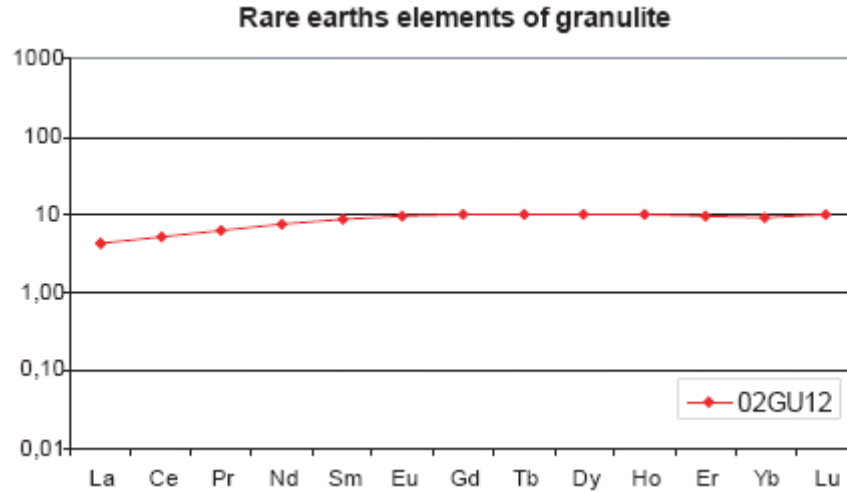


Figure 3.10a. REE of granulite. Normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

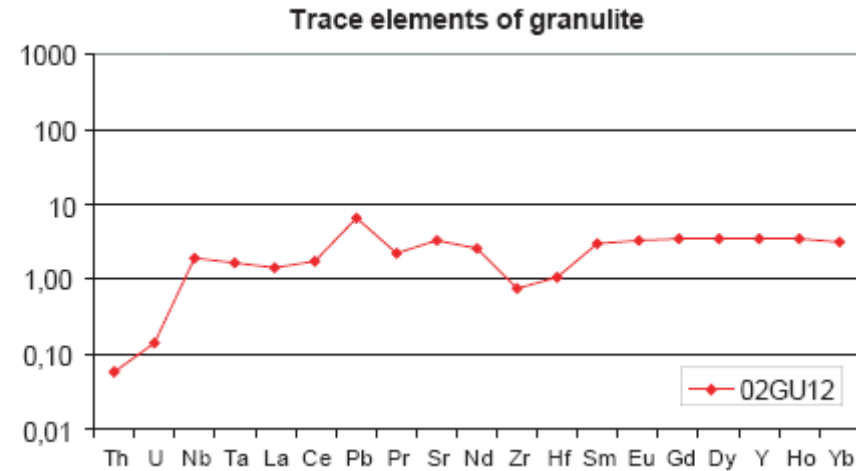


Figure 3.10b. Trace elements of granulite. Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

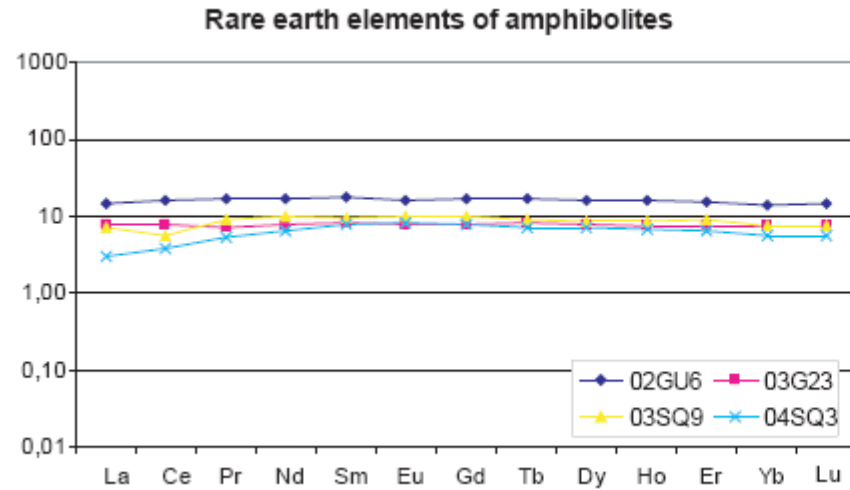


Figure 3.11a. REE of amphiboles. Normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

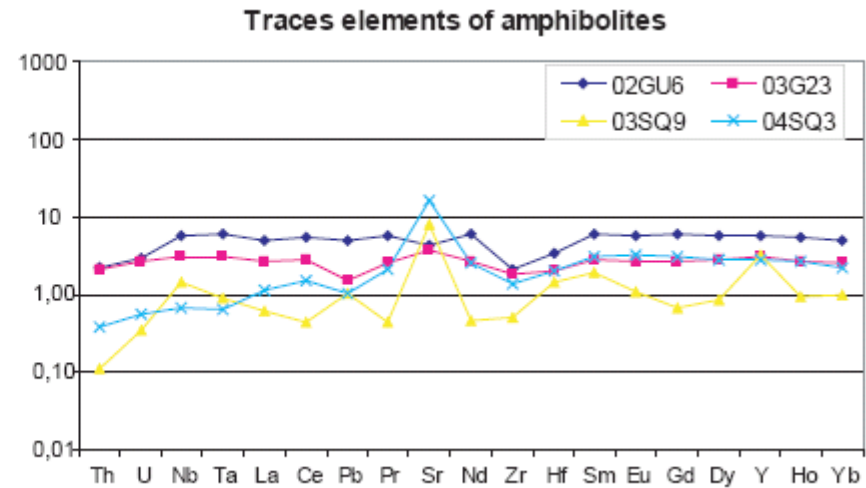


Figure 3.11b. Trace elements of amphiboles. Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

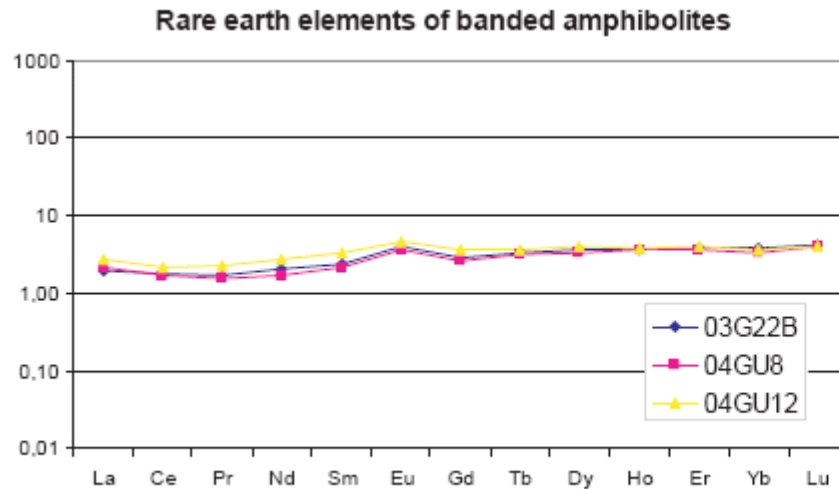


Figure 3.12a. REE of banded amphibolites. Normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

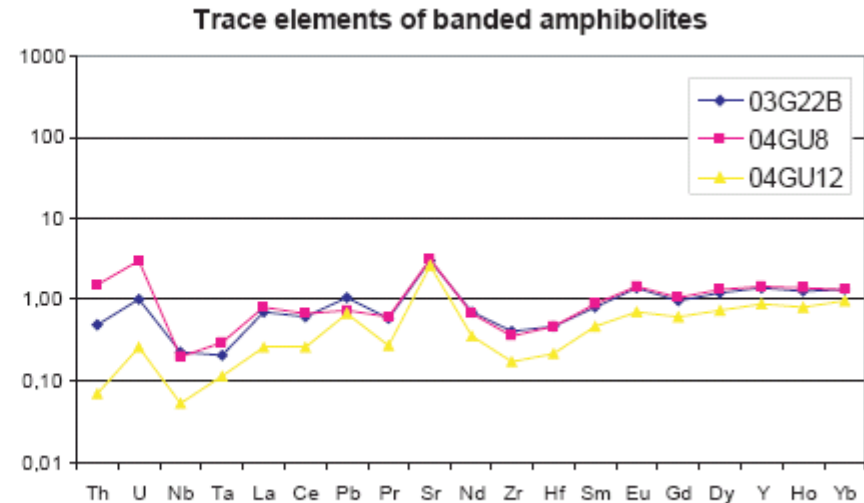


Figure 3.12b. Trace elements of banded amphibolites. Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

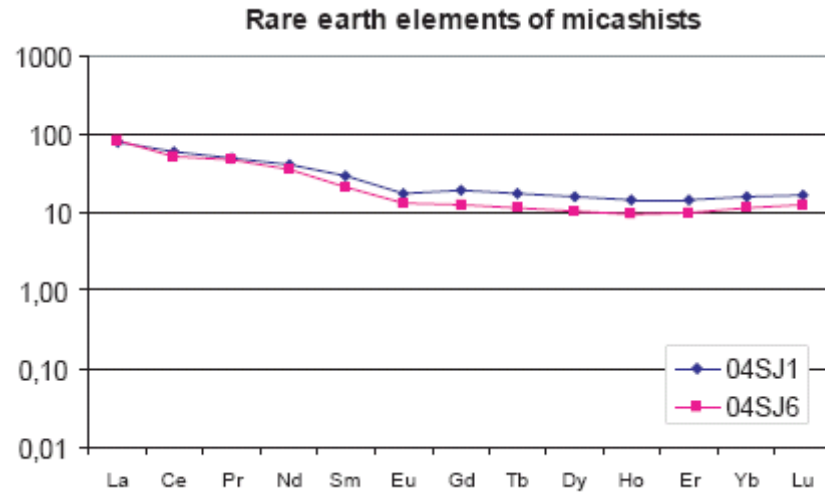


Figure 3.13a. REE of micaschists. Normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

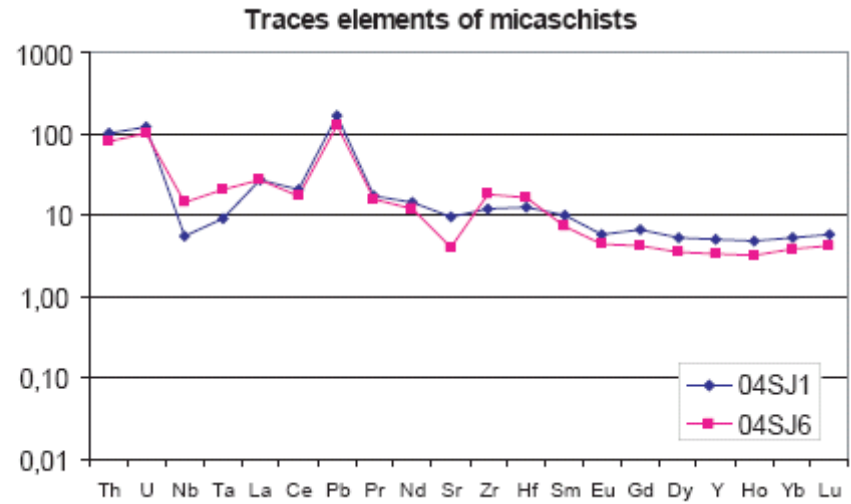


Figure 3.13b. Trace elements of micaschists. Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

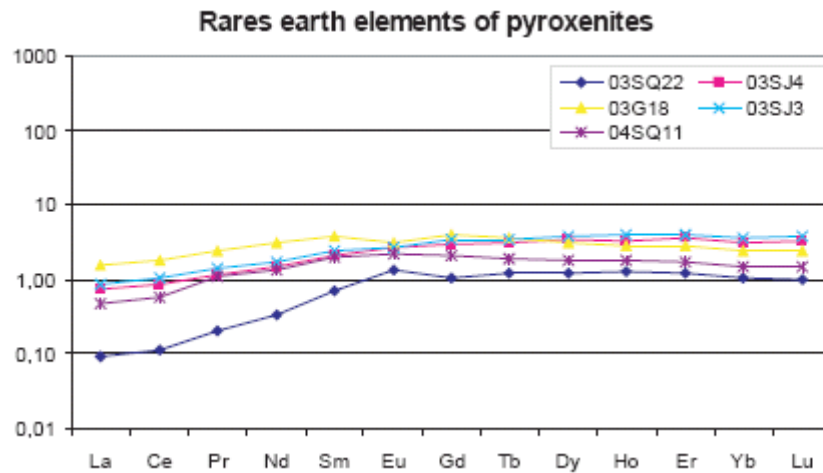


Figure 3.14a. REE of pyroxenites. Normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

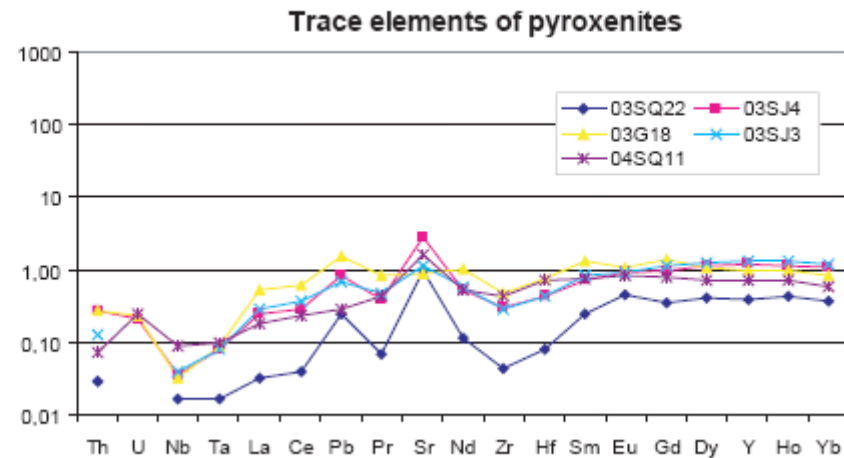


Figure 3.14b. Trace elements of pyroxenites. Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

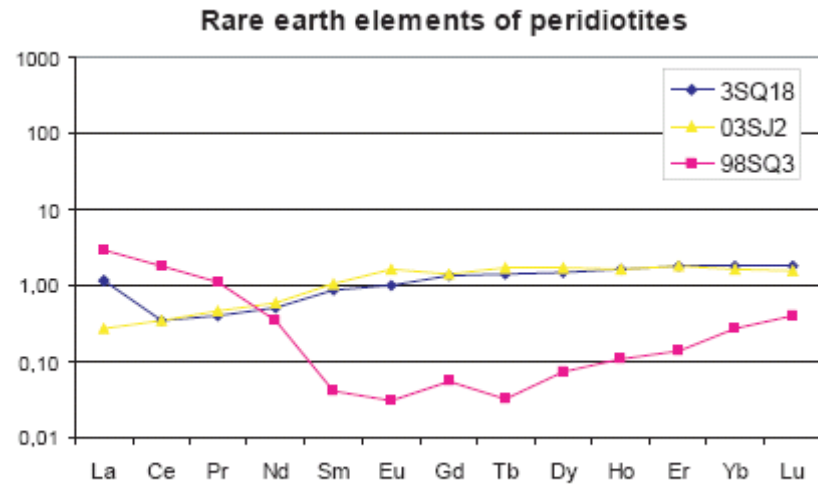


Figure 3.15a. REE of peridotites. Normalized to chondrite- (Sun and McDonough, 1989).

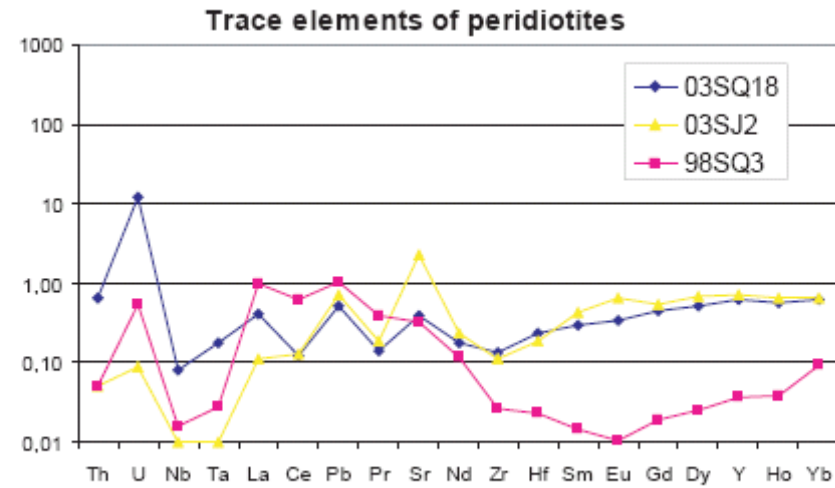


Figure 3.15b. Trace elements of peridotites. Normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

Gabbros

Two samples (02GU12A, 03G21) out of three are orthopyroxene-clinopyroxene preserved cumulate gabbros. Sample 02GU8A is an altered clinopyroxene cumulate gabbro. Samples 02GU12A (Fig. 3.16a) and 03G21 (Fig. 3.16b) show mesocumulate textures and a magmatic layering is observed in sample 03G21. In both rocks, plagioclase (35-40%) is the first mineral to crystallize, and forms adcumulate clots of several crystals (02GU12A) or discontinuous layers (03G21). Less often, it is included in orthopyroxene. The latter (15-25 %) is systematically included in the clinopyroxene (25 %) often rimmed by late magmatic amphibole (15 %). The crystallization sequence is the following: plagioclase - orthopyroxene - clinopyroxene - amphibole. In sample 03G21 (Fig. 3.16b), Fe-Ti oxide (4%) is the last mineral to precipitate. Orthopyroxene and plagioclase are sometimes replaced by chlorite and sericite, respectively. In sample 02GU8A, magmatic layering is present and forms discontinuous layers of adcumulate plagioclase and altered clinopyroxene. The latter is replaced by an association of pale green pleochroic hornblende and colourless actinolite. Plagioclase is seldom preserved and is altered in sericite.

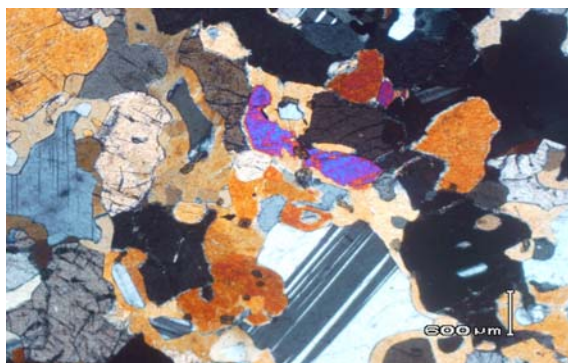


Figure 3.16a. Gabbro: 02GU12A. Cpx+Opx+ Amph+plag. Mesocumulate texture.

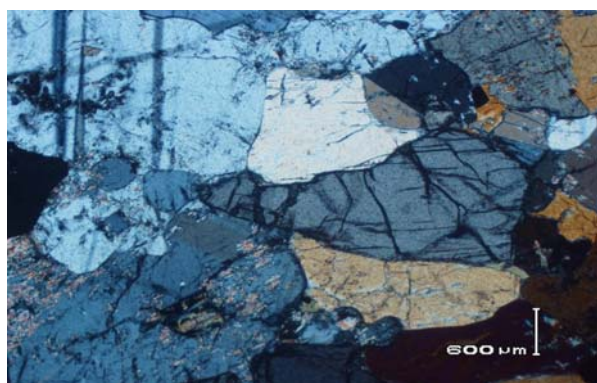
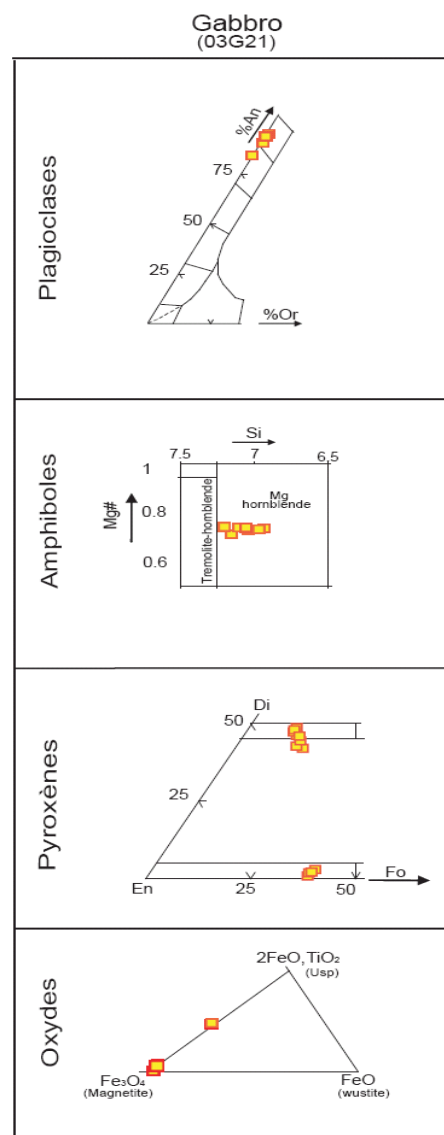


Figure 3.16b. Gabbro: 03G21. Cpx+Opx+plag. Mesocumulate texture

Figure 3.17. Majeurs elements of gabbro minerals 03G21



In the orthopyroxene-clinopyroxene gabbros, plagioclase composition ranges from An_{90} to An_{82} (anorthite-bytownite). In sample 03G21 clinopyroxene shows a diopside composition ($Wo_{46} En_{41} Fs_{12}$, Morimoto et al., 1988) and the En% of the orthopyroxene is of 67 (annex 3.1, table 3). In sample 03G21, (Fig. 3.17) clinopyroxene and orthopyroxene Fe_2O_3 contents and clinopyroxene falls at the boundary of the augite and diopside fields. In both samples, late magmatic amphibole shows a magnesio-hornblende composition which is locally replaced by actinolite (02GU12A, Leake et al., 1997). Fe-Ti oxides are either ilmenite (02GU12A, $TiO_2 = 50.4\%$, $FeO = 30\%$, $Fe_2O_3 = 4.7\%$) or magnetite (03G21, $TiO_2 = 2.6\%$, $FeO = 33\%$, $Fe_2O_3 = 60\%$). Gabbros show rather homogeneous major element compositions. These cumulate rocks are MgO-, Al_2O_3 - and CaO-rich and Ti-poor. The higher content in Fe_2O_3 of sample 03G21 is due to the presence of late crystallized oxides. Sample 02GU8A differs from the two others by higher MgO and lower CaO contents, respectively. (Table 3.2).

On the basis of the trace elements contents and chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE patterns, sample 02GU8A is very different from the two OPX-CPX gabbros. Indeed, 02GU8A REE pattern is slightly poor in HREE [$La/Yb)_N = 1.9$] while those of samples 02GU12A, 03G21 are LREE-depleted [$0.2 < La/Yb)_N < 0.6$]. However, sample 03G21 differs from sample 02GU12A by higher HREE contents (Fig. 3.9a). All the gabbros show marked Eu [$Eu/Eu^* = 1.7$] and Sr positive anomalies due to plagioclase accumulation. Primitive mantle-normalized (Sun and McDonough, 1989) spiderdiagrams of the two orthopyroxene-clinopyroxenes gabbros (Fig. 3.9b) are characterized by an important depletion in Th, U, Nb and Ta which is absent in sample 02GU8A. 02GU8A differs also from the orthopyroxene-clinopyroxenes gabbros by Hf, and Sm negative anomalies.

3.4.2 Metamorphic rocks

Mafic Granulite

We named mafic granulite (Fig. 3.18) a two-pyroxene-plagioclase-quartz, metabasite equilibrated in the granulite facies (Beaudon et al., 2005). Indeed, this metamorphic mafic rock is formed by diopside ($Wo_{43.58-45.67}$, $En_{40.34-40.96}$, $Fs_{13.99-15.46}$) systematically associated with enstatite ($Wo_{1.34-1.51}$, $En_{60.85-61.95}$, $Fs_{36.71-37.64}$) and (Fig. 3.19) (annex 3.1, table 4) quartz. Small magnesio-hornblende could be recognized at the rim of pyroxenes. Weak foliation is outlined by elongated enstatite grains. (Table 3.3).

Chondrite-normalized REE pattern of this granulite is LREE-depleted [$(La/Yb)_N = 0.45$] and similar to those of MORB and to some Piñon dolerites, interpreted as accreted remnants of the Cretaceous Colombian-Caribbean oceanic plateau (CCOP, Reynaud et al., 1999; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003). The REE pattern of the granulite displays a Eu positive anomaly [$(Eu/Eu)^* = 2.3$] due to plagioclase accumulation (Fig. 3.10a). The primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) normalized multi-element plot of this granulite is characterized by an important depletion in Th, U, Zr and Hf and a small enrichment in Nb with respect to LREE (Fig. 3.10b). The La/Nb ratio is very low (0.77) (Table 3.3). All these features are those of oceanic plateau basalts.

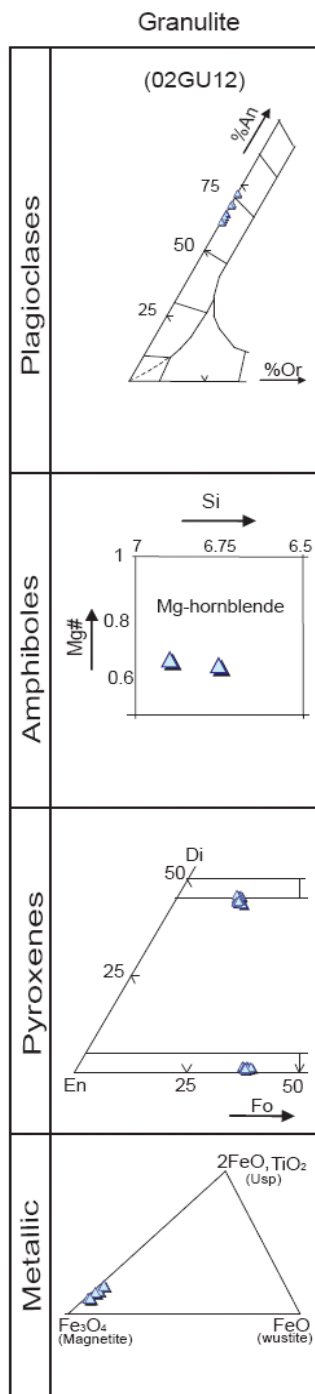


Figure 3.18. Granulite 02GU12.
Orthopyroxene + Clinopyroxene +
Quartz

Figure 3.19. Analyses of
microsonde of granulite minerals

Amphibolites

Amphibolites are generally fine-grained. Three petrographic type facies have been recognized based on the grain size, the abundance of amphibole with respect to plagioclase, and the layer composition.



Figure 3.20a. Facies 1: 02GU6.
Amph+cpx+plag.
Nematoblastique texture.

Type 2, samples 04SQ3 and 03SQ9 (Fig. 3.20b) differ from the previous amphibolite by larger grain size, the absence of plagioclase-bearing layers and the presence of a marked foliation. Magnesio-hornblende (40%) is associated with abundant plagioclase (52 %), oxides (1%) and sphene.

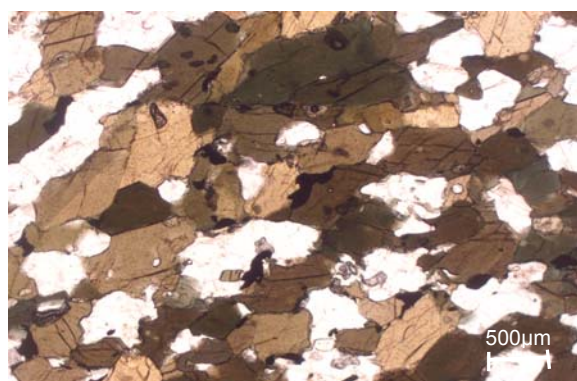


Figure 3.20b. Facies 2 : 03SQ9. free cpx.
Large grains size

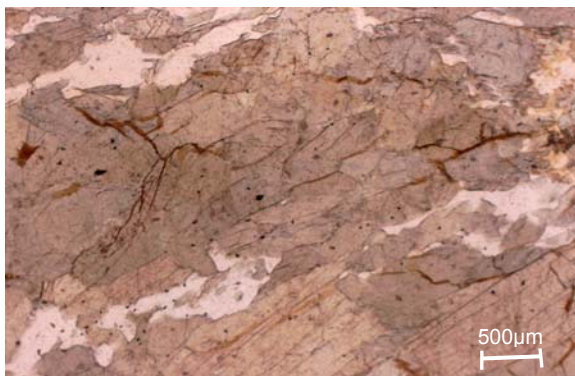
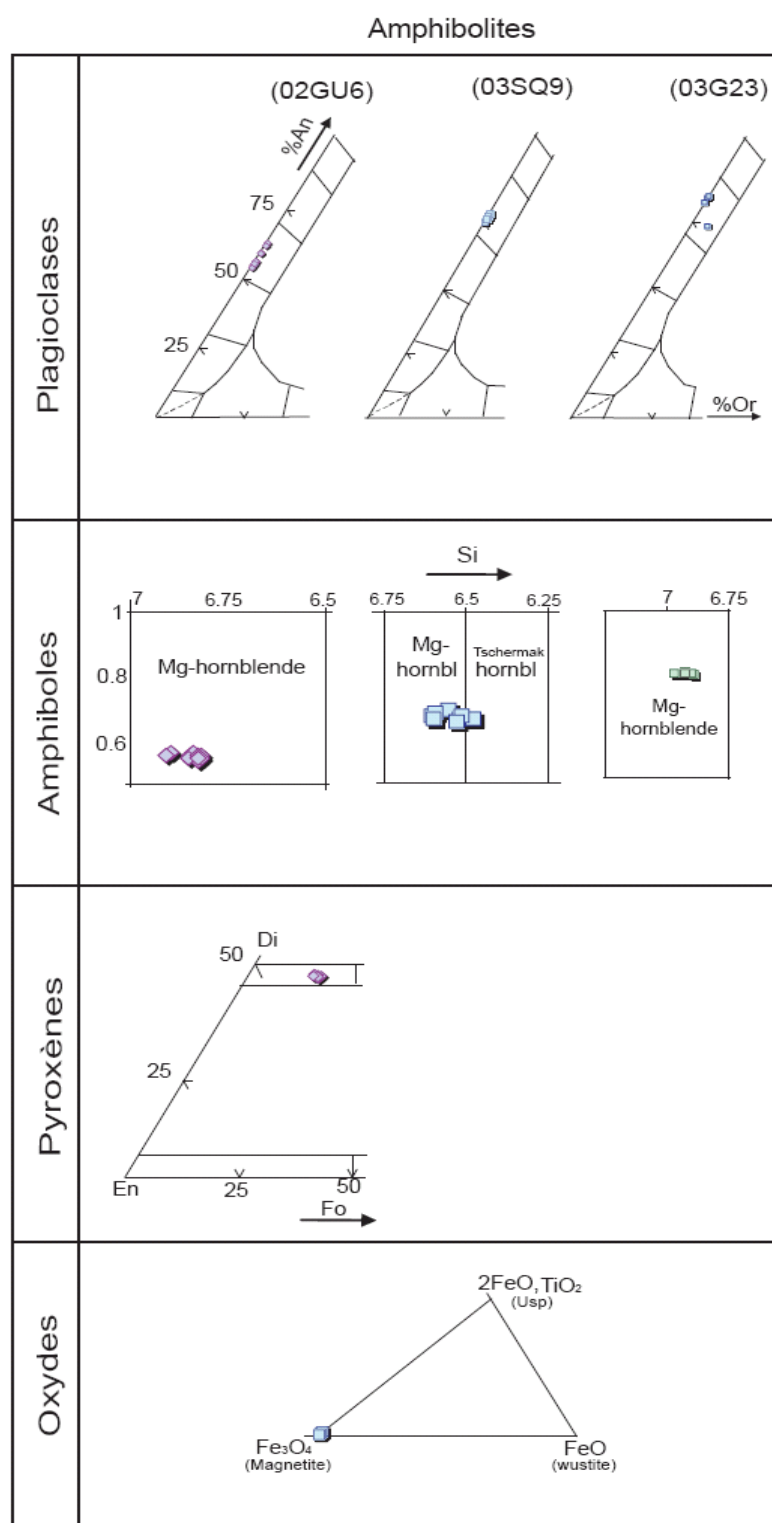


Figure 3.21c. Facies 3: 03GU23.
Plagioclase poor.

Finally, **Type 3**, represented by sample 03G23 (Fig. 3.21c), is plagioclase-poor, and displays a marked but irregular foliation. Partly altered and crushed plagioclase (less than 20 %) forms irregular layers.

Clinopyroxene shows a diopside homogeneous composition (Wo_{47-49} , En_{34-35} , Fs_{18-20} ; Fig. 3.22; Morimoto et al., 1988). Amphibole falls in the magnesio-hornblende field (Fig. 3.18; Leake et al., 1997) but is more Fe-rich when associated with diopside. Plagioclase composition varies from bytownite (An_{80-85} , 3G23, 4GU12) to labradorite (An_{55} , 2GU6, Fig. 3.22) (annex 3.1, tables 5, 6 and 7). Based on their MgO contents, the amphibolites show mafic rock compositions ($10 < MgO \% < 6$). The TiO_2 and Fe_2O_3 abundances of the most mafic amphibolites (02GU6, 03G23, Table 3.3) suggest a tholeiitic affinity. These amphibolites are K-poor. Their low LOI indicate that they are devoided of alteration and weathering.

The chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) rare earth element (REE) patterns (Fig. 3.11a) of the amphibolites are flat $[(La/Yb)_N \sim 1]$, or depleted in Light (L) REE [04SQ3, 03SQ9, $0.9 < (La/Yb)_N < 0.5$]. 04SQ3 shares with the granulite similar depleted LREE patterns. The amphibolites show small negative and/or positive Eu anomalies ($1.5 < Eu/Eu^* < 0.9$). The primitive mantle-normalized (Sun and McDonough, 1989) multi-element plots of the amphibolites are of two types (Fig. 3.11b). The first one is characterized by flat patterns (02GU6, 03G23) with a slight depletion in Th. The second type (03SQ9, 04SQ3) differs from the previous one by marked Sr positive anomaly, and an important depletion in Th and U. Sample 03SQ9 differs from the other amphibolites by enrichment in Hf and Sm. The marked Sr positive anomaly reflects plagioclase accumulation (refer to the petrology section). All



these multi-element plots show in common the absence of Nb and Ta negative anomalies. The La/Nb ratio of these amphibolites is less than one. The almost flat REE and multi-element plots, the absence of Nb and Ta negative anomalies, the La/Nb ratios < 1 are features of oceanic plateau basalts (Table 3.3) (Kerr et al., 2003).

Figure 3.22. Analysis of microsonde for amphibolites

Banded amphibolites

The banded amphibolites differ from the amphibolites by coarser grain size and granoblastic textures with marked foliation. Sample 03G22B (Fig. 3.23a) is composed of amphibole (50 %) and plagioclase (48 %) layers. Locally, larger minerals formed of a chlorite-serpentine association represent probably orthopyroxene pseudomorphs. Sample 04GU8 differs from 03G22B by the presence of discontinuous layers of plagioclase (40 %) and hornblende (60 %). Sample 04GU12 (Fig. 3.23b) exhibits a porphyroblastic granoblastic texture. The porphyroblasts are formed of plagioclase (60 %) grains (up to 1.2 mm size) often replaced by sericite. Hornblende (35 %) layers are finer grained (up to 0.5 mm) and contain locally actinolite needle-shaped crystals. Late epidote-filled cracks crosscut the metamorphic foliation.

Solely, the minerals of sample 04GU12 have been analyzed (Fig. 3.24). Pleochroic green amphibole shows magnesio-hornblende composition (Leake et al., 1997). Plagioclase is Ca-rich and its An content varies from 75 to 86 (annex 3.1, table 8). Banded amphibolites are Ca- and Mg-rich (Table 3.4) and Ti-poor.

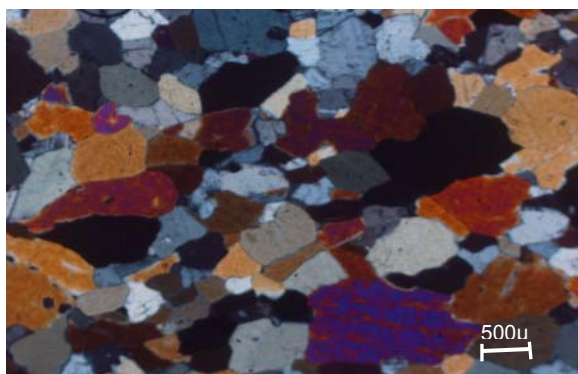


Figure 3.23a. Banded amphibolite : 03G22B. Plg+amph. Granoblastic texture

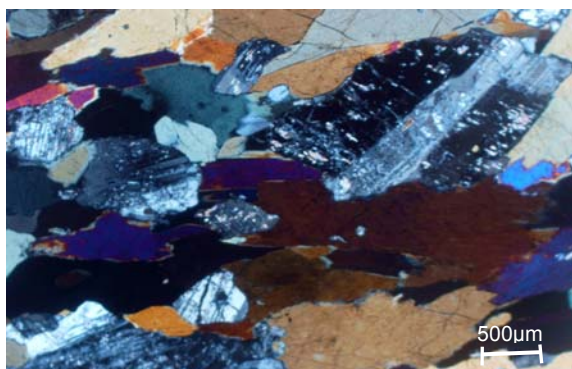


Figure 3.23b. Banded amphibolite : 04GU12. Plg+amph. Porphyroblastic granoblastic texture

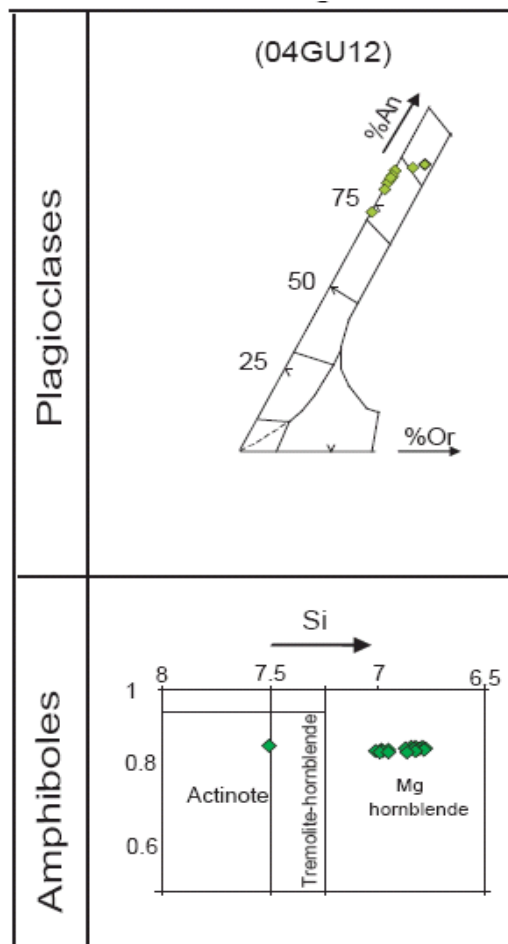


Figure 3.24. Analyses of minerals from banded amphibolite 04GU12

Their chondrite (Sun and McDonough, 1989) normalized REE patterns are very similar to those of clinopyroxene, i.e., LREE-depleted [$0.75 < (La/Yb)_N < 0.51$] with the exception of marked Eu ($1.8 < Eu/Eu^* < 1.65$) positive anomalies related to plagioclase accumulation (Fig. 3.12a). Their primitive-mantle (Sun and McDonough, 1989) normalized multi-element plots (Fig. 3.12b) are characterized by U, Pb, Sr and Eu positive, and Nb, Ta, Zr and Hf negative anomalies. Pb, Eu, Sr positive anomalies can be attributed to plagioclase accumulation while the HFSE negative anomalies are probably linked to the presence of clinopyroxene, mineral known to have low K_d for these elements. Based on their low contents in incompatible trace elements and REE and multi-element plots, the protoliths of these gneiss-amphibolites were clinopyroxene and plagioclase cumulates.

Quartz-bearing micaschists

The quartz-micaschists (04SJ1, 04SJ6) are fine- (1-0.1 mm) to medium-grained (1-4 mm) and intensely micro-folded. The sample 04SJ1 (Fig. 3.25) includes epidote (15%) and both samples contain graphite, although 04SJ6 is richer in graphite (50%). However, samples 04SJ6 and 04SJ1 differ in that they bear chloritoid and garnet, respectively.

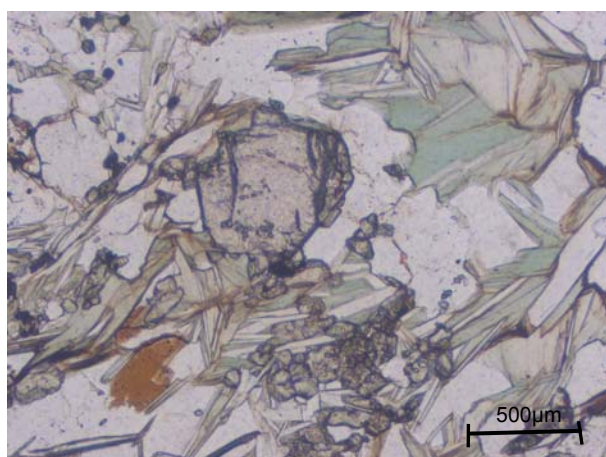


Figure 3.25. Micaschist : 04SJ1.
Garnet +chlorite + phengite + epidote
and graphite

Both samples have white mica, of phengite composition in the 04SJ1 ($Al_{3.2-3.5}, Si_6, Mg_{0.8-2}$) and 04SJ6 samples ($Al_{3.4-3.8}, Si_6, Mg_{0.1-0.5}$) (Fig. 3.26). Chlorite composition is that of a corundophyllite ($Si_{4.2}, Fe^{2+} + Fe^{3+}_{2.8}$, Fig. 5d) trending towards talc-chlorite. Chloritoid composition is $Fe^{2+}_{3.2}, Si_3, Al_{3.5}$ (Fig. 3.26) (annex 3.1, tables 9 and 10). Quartz-micaschists have very homogeneous major element compositions, close to that of the continental crust (Taylor and McLennan, 1985) (SiO_2 : 60-70%; Al_2O_3 : 16%; Table 3.4).

The chondrite-normalized REE patterns of these quartz-micaschists are also similar to that of the Bulk Continental Crust (BCC, Taylor and McLennan, 1985; Fig 3.13a) with a characteristic LREE-enrichment [$5 < (La/Yb)_N < 7.3$] and a marked negative Eu anomaly [$Eu/Eu^* = 0.8$]. The trace element abundances (Fig. 3.13b) of these quartz-micaschists show positive anomalies are Th, U and Pb, probably due to the presence of organic matter.

Based on their organic matter content and major element composition the protolith of these rocks is interpreted as continent-derived, clay-rich sediments.

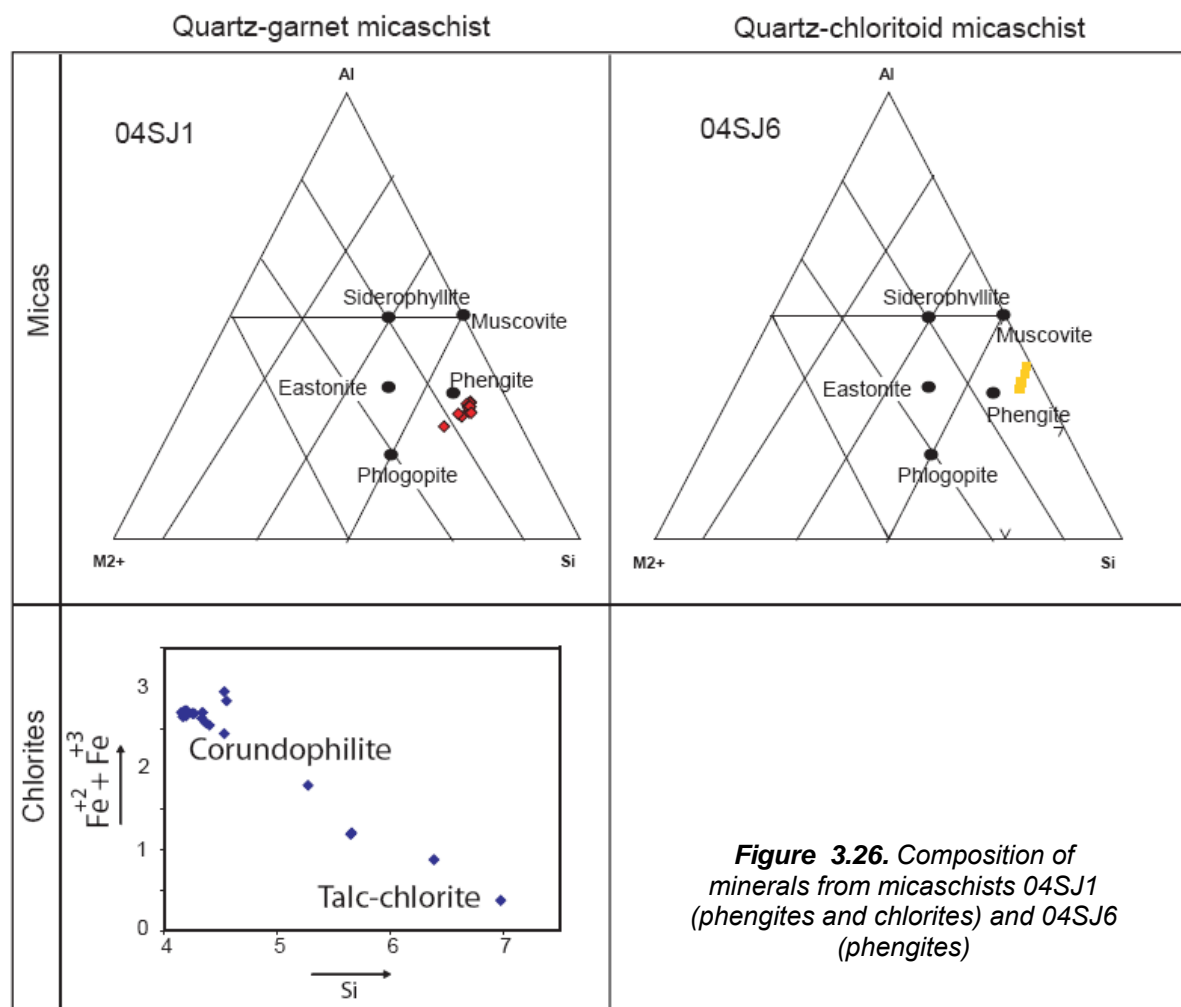


Figure 3.26. Composition of minerals from micaschists 04SJ1 (phengites and chlorites) and 04SJ6 (phengites)

3.4.3 Ultramafic rocks

Pyroxenites

Among the ultramafic rocks, pyroxenites are the most abundant and diversified. They show cumulate or foliated textures. They consist of clinopyroxene (85 %, 04SQ11) associated with orthopyroxene (03SQ22), olivine (03SJ3), plagioclase (03SJ3, 03SJ4, 03G18) and green spinels (03SQ22, 04SQ11).

Igneous pyroxenites show adcumulate and heteradcumulate textures. 03SJ3 (Fig. 3.27a) consists of olivine (10 %) cumulates included in 1 to 2.5 mm–sized clinopyroxene (65 %) grains which locally are deformed (kink bands). Plagioclase occurs as intercumulus (25 %). Clinopyroxene shows orthopyroxene exsolutions or includes tiny orthopyroxene grains. Few euhedral oxides may be present. The mineral sequence is the following: olivine, orthopyroxenes, clinopyroxene, plagioclase, oxides. 03SJ4 (Fig. 3.27b) is olivine-free and is composed of plagioclase adcumulates (25 %)

included in large (up to 5 mm) clinopyroxene (75 %) crystals (heteradcumulate texture). Clinopyroxene rims in contact with plagioclase are altered into actinolite. Locally, fracture veins filled with recrystallized anhedral grains of altered (actinolite) clinopyroxene and plagioclase cross cut the rock. 03G18 is a clinopyroxene-orthopyroxene adcumulate. Clinopyroxene is more or less completely altered into actinolite while orthopyroxene is entirely replaced by talc. This rock includes few altered plagioclase.

The foliated pyroxenites (03SQ22, 04SQ11) consist of clinopyroxene, orthopyroxene and green spinels (pleonaste) (Figs. 3.27c and 3.27d). 04SQ11 includes also serpentinized olivine (5 %) (Fig. 3.27d). The foliation is marked by the elongated and deformed orthopyroxene (38 %). Clinopyroxene (52 %) occurs as large (up to 8 mm-sized) crystals. Anhedral spinels (10 %) are included into the pyroxenes or are located between the pyroxenes. Symplectite textures of spinel and clinopyroxene occur when spinel is in contact with orthopyroxene.

Whatever rock mineralogy (Fig. 3.28) (with the exception of sample 03SJ3), clinopyroxene exhibits very homogeneous diopside compositions (Wo_{48} , En_{45-48} , Fs_{2-6}). In sample 03SJ3, clinopyroxene shows an evolution from diopside (Wo_{48} , En_{44} , Fs_7) to augite (Wo_2 , En_{80} , Fs_{17} , Fig 24) marked by an enrichment in Mg relative to Ca (annex 3.1, tables 11, 12, 13 and 14).

Major element chemistry of pyroxenites (Table 3.5) depends on the mineralogy of the rock, i.e., presence or not of plagioclase, abundance of orthopyroxene with respect to clinopyroxene. Sample 03SJ4 is the most Al_2O_3 -rich because of the abundant plagioclase (Table 3.5). 03G18 is the most SiO_2 -rich because orthopyroxene predominates on clinopyroxene. Finally, the higher MgO content of 03SJ3 compared to the other pyroxenites is due to the presence of olivine.

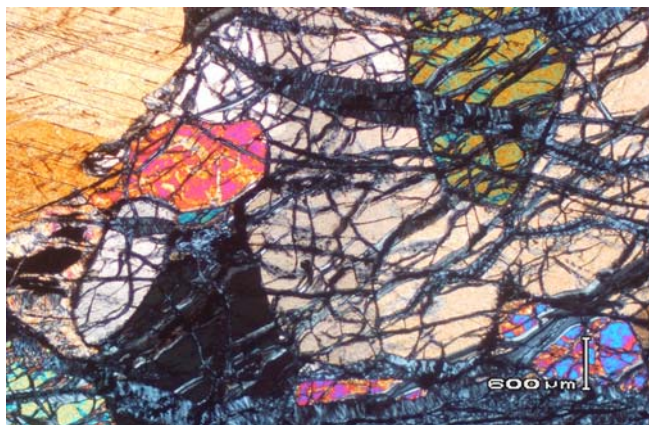


Figure 3.27a. Cumulated pyroxenite: 03SJ3. Olivine+cpx+plag. Adcumulated texture

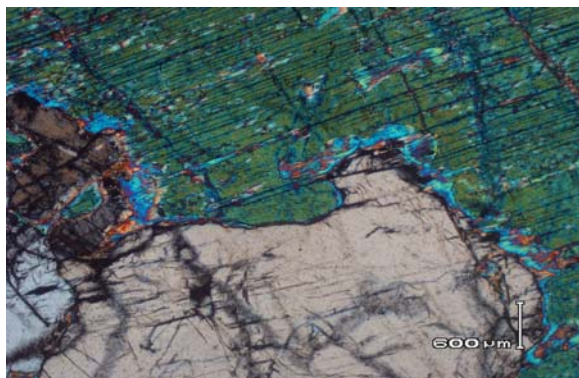


Figure 3.27b. Cumulated pyroxenites : 03SJ4. Opx + cpx + plag. Olivine free. Heterocumulated texture

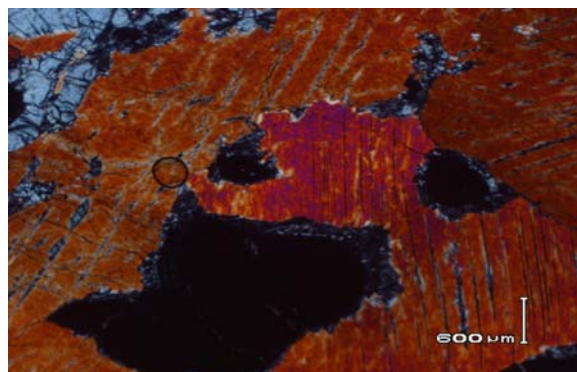


Figure 3.27c. Foliated pyroxenite : 03SQ22. Cpx + opx + green spinel. Olivine free. Symplectite textures (spinel and cpx).

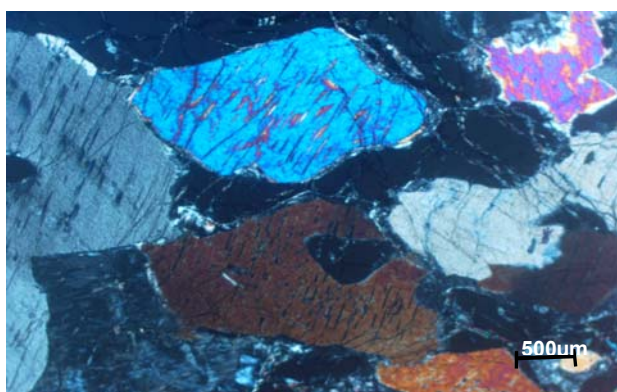


Figure 3.27d. Foliated pyroxenite : 04SQ11 Cpx + green spinel. Olivine free. Symplectite textures (spinel and cpx).

The chondrite-normalized REE patterns of the pyroxenites are more or less similar to those of pyroxenites, i.e., depleted in LREE [(La/Yb)_N between 0.1 and 0.3]. The REE patterns show positive (03SQ22, Eu/Eu* = 1.6), or negative (03G18, Eu/Eu* = 0.8 Eu anomalies, suggesting plagioclase accumulation or removal (Fig. 3.14a). Foliated pyroxenites like 03SQ22 and 04SQ11 has very low REE contents (less than 1 time the chondritic value, especially for the LREE), and thus differ from the cumulate pyroxenites (Fig. 3.14a).

The primitive mantle-normalized spidergrams of the pyroxenites are characterized by (1) positive U, Pb and Sr anomalies, (2) Zr and Hf negative anomalies, and (3) flat patterns for the HREE compatible elements (Fig. 3.14b).

Sample 03G18 differs from the others pyroxenites by the absence of positive Sr anomaly (Fig 3.14b). The foliated pyroxenites differs from the cumulate rocks by the lowest trace element contents (less than 0.1 the primitive mantle abundance, especially for the incompatible elements such as Nb, Ta, La), and the most marked Zr and Hf negative anomalies.

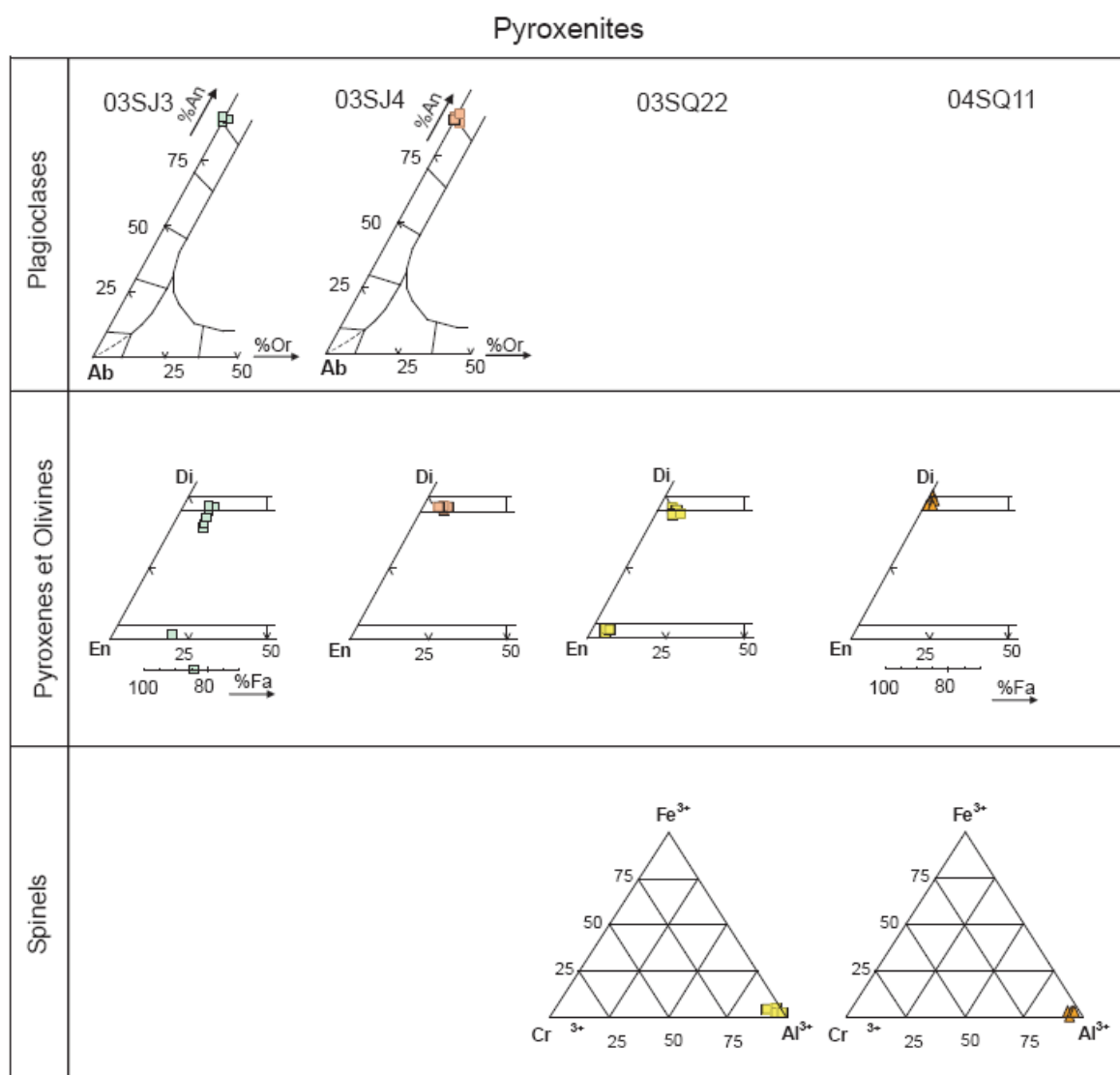


Figure 3.28. Composition of minerals from pyroxenites.

Lherzolites

Lherzolites exhibit foliated textures and are, or not, plagioclase. Foliation in the plagioclase lherzolite (03SJ2, Fig. 3.29a) is marked by the elongated and deformed pyroxene crystals. Olivine (35 %) is partly replaced after serpentine and iddingsite. Plagioclase (15 %) is sometimes included in the orthopyroxene but occurs also as aggregates formed of 5 to 6 anhedral and undeformed crystals. Orthopyroxene (20%) is most often altered in talc while clinopyroxene (30 %) is preserved and exhibits orthopyroxene exsolutions along clivages. Plagioclase-free lherzolite (03SQ18, Fig. 27b) shows blastomylonitic texture marked by the orthopyroxene (7 %) crystals, and includes Al-rich green spinels (5%). Moreover, serpentinized olivine (95 %) predominates in sample 03SQ18.

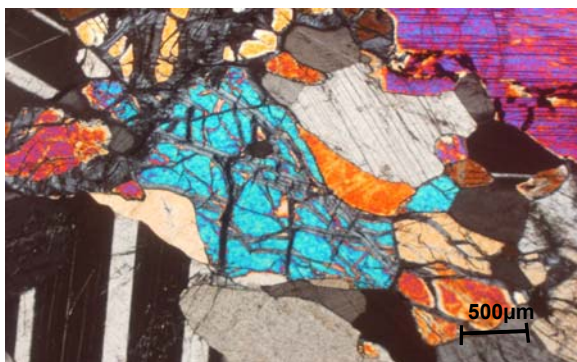


Figure 3.29a. Plagioclase lherzolite : 03SJ2. Plag+ cpx+opx +olivine.



Figure 3.29b. Spinel lherzolite : 03SQ18. Opx+ cpx+ green spinel. Blastomylonitic texture.

Lherzolites

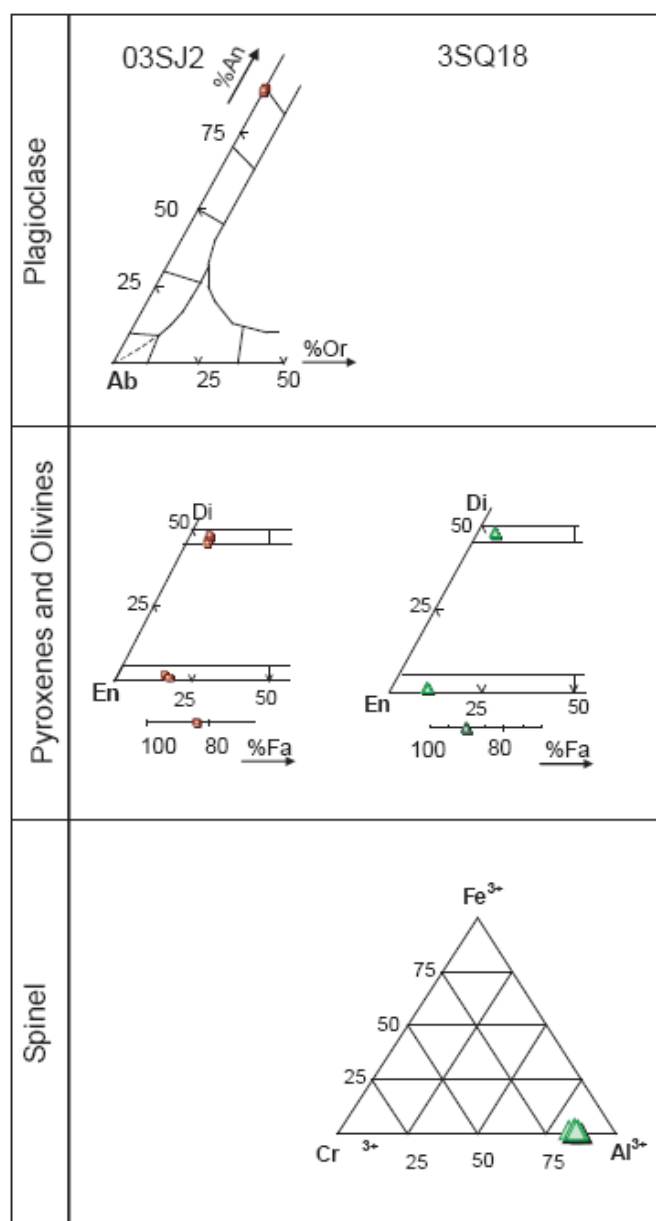


Figure 3.30. Mineral compositions from lherzolites

In both rocks, clinopyroxene exhibits diopside composition (Wo_{46} , En_{47} Fs_{4-7}). Olivine (Fo_{90}) and orthopyroxene (En_{89} , Fs_9 , $Wo_{1.2}$) are more Mg-rich in sample 03SQ18 compared to those of the plagioclase lherzolite (Olivine = Fo_{83} ; orthopyroxene = En_{82} , Fs_{15} , Wo_2) (Fig. 3.30). Moreover, orthopyroxene and clinopyroxene in sample 03SQ18 display a FeO and TiO_2 enrichment from core to rim. Al-rich spinel exhibits a pleonaste composition ($Cr/Cr + Al = 0.15$, $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al + Cr = 0.2$, $Fe^{3+} = 0.3$, $Cr^{3+} = 2$, $Al^{3+} = 14$). Plagioclase in sample 03SJ2 is anorthite (An_{90} Fig. 3.30) (annex 3.1, tables 15 and 16). Lherzolites are Mg-rich (Table 3.6) (< 35 MgO % < 20) and TiO_2 – and Na_2O -poor. The rather high Al_2O_3 content (11.5 %) of sample 03SJ2 is due to the presence of plagioclase.

Both foliated lherzolites are characterized by LREE-depleted patterns [$(La/Yb)_N$ ranges from 0.2 to 0.6] (Fig. 3.15a). Their primitive mantle- (Sun and McDonough, 1989) normalized spider diagrams exhibit in common very low trace element contents (about 0.01 to 0.1 the primitive mantle values) and Nb and Ta negative anomalies (Fig. 3.15b). Sample 03SJ2 shows a Sr positive anomaly due to the presence of bytownite.

Harzburgite

Only one sample of harzburgite has been collected (98SQ3). This rock is intensely foliated and the foliation is outlined by the deformed and elongated orthopyroxene (Fig. 3.31a). It consists of 84 % of deformed and serpentinized olivine, orthopyroxene (8 %), clinopyroxene (5 %) and Cr-rich spinel (picotite, 3 %, Fig 3.32b). Picotite forms symplectic texture with clinopyroxene when orthopyroxene is in contact with olivine.

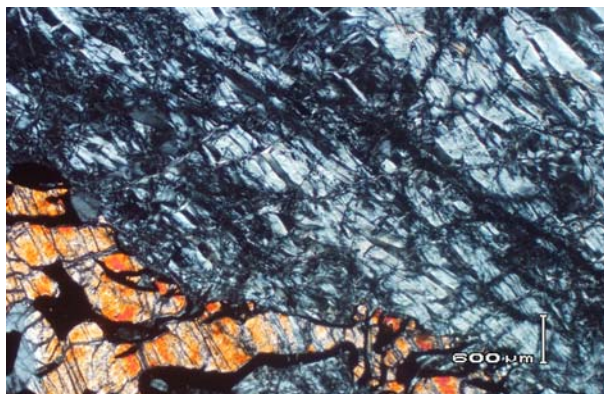


Figure 3.31a. Harzburgite: 98SQ3. Serpentinized olivine + opx + cpx and Cr spinel

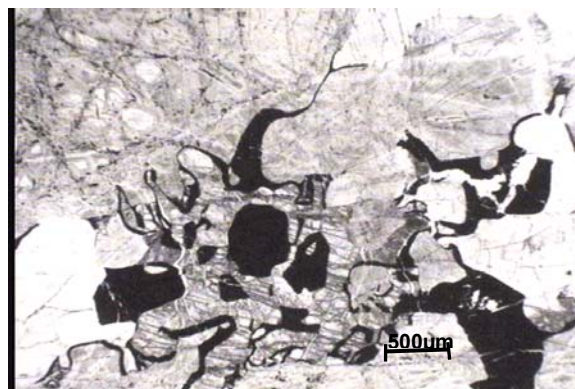


Figure 3.32b. Harzburgite : 98SQ3. Cr spinel(picotite) in symplectic texture with clinopyroxene. Plane-polarized light.

The high LOI (15.32 %) of the harzburgite is due to the abundant serpentine (Table 3.6). The harzburgite differs from the lherzolites by lower CaO content. Its REE contents are very low (between 0.1 and 1 times the chondritic values especially for the medium and heavy REE). The U-shaped chondrite-normalised REE pattern of this harzburgite is very similar to those of depleted abyssal harzburgites (Sharma and Wasserburg, 1996) (Fig. 3.15a). This REE pattern is also characterized by an Eu negative anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6$, Table 3.6) (Fig 3.15b). The primitive mantle-normalized multi-element plot of the harzburgite is characterized by: 1. Very low contents in incompatible elements (less than 0.1 primitive mantle abundance); 2. Positive U, Pb, Sr, and HREE anomalies, and 3. negative Nb, Ta, Zr and Eu anomalies.

3.5 Element mobility during late metamorphic processes

Some of the studied rocks exhibit a high level of loss of ignition (LOI) values possibly related to weathering or low-grade metamorphism processes. Before interpreting isotopic data, it is necessary to check the mobility of elements through time. Large Ion Lithophile Elements (LILE), in particular, are known to be sensitive to alteration and metamorphism and are often considered to be not representative of the primary composition of the rocks. To test the behavior of some incompatible trace elements during a late low-grade metamorphism, we have plotted U, Pb and Rb against Th content, element considered as immobile during post-magmatic processes.

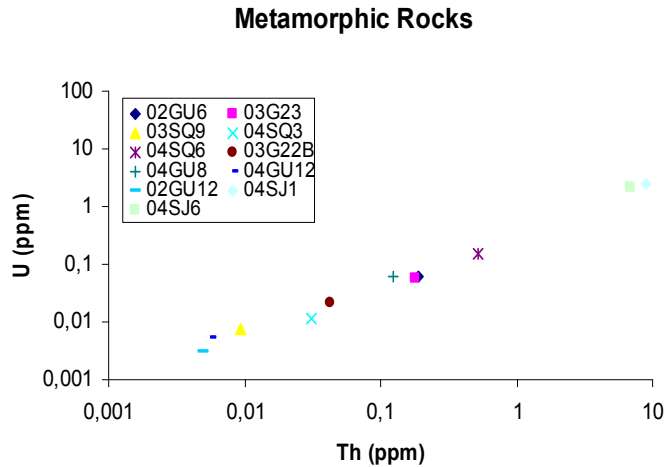


Figure 3.33a. U vs Th for metamorphic rocks

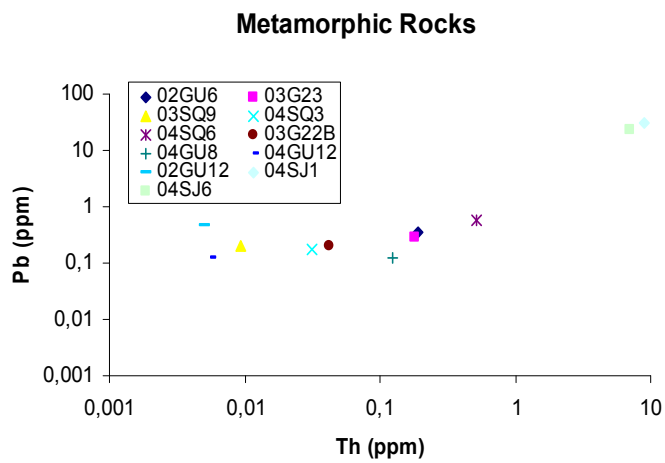


Figure 3.33b. Pb vs Th for metamorphic rocks

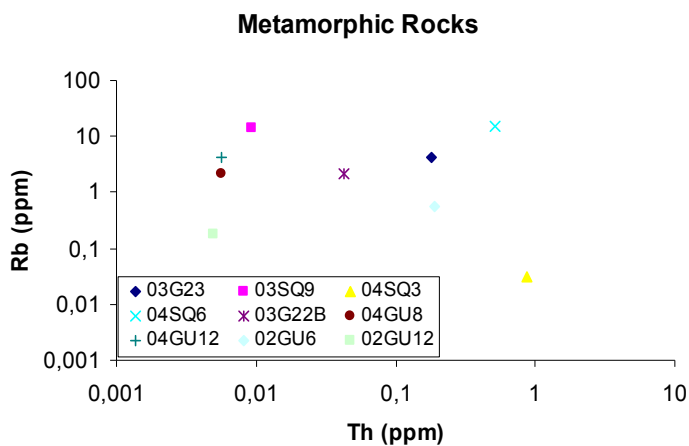


Figure 3.33c. Rb vs Th for metamorphic rocks

For the metamorphic rocks, the figures 3.33a and 3.33b shows a good correlation between U, Pb vs Th. This suggests that these elements have not been highly mobilized during late alteration processes. For Rb versus Th plot (Fig. 3.33c), the analytical points are very scattered. This dispersion is interpreted as a loss of Rb during secondary metamorphic process.

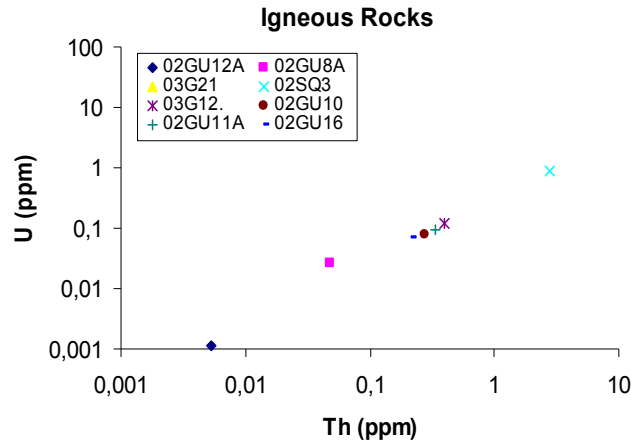


Figure 3.34a. U vs Th for igneous rocks

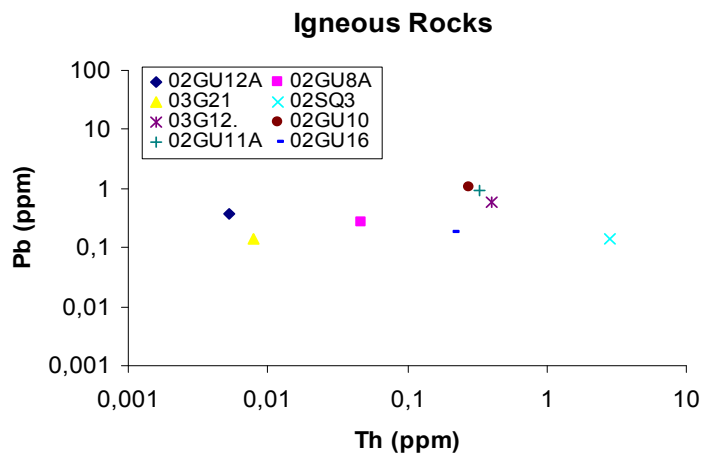


Figure 3.34b. Pb vs Th for igneous rocks

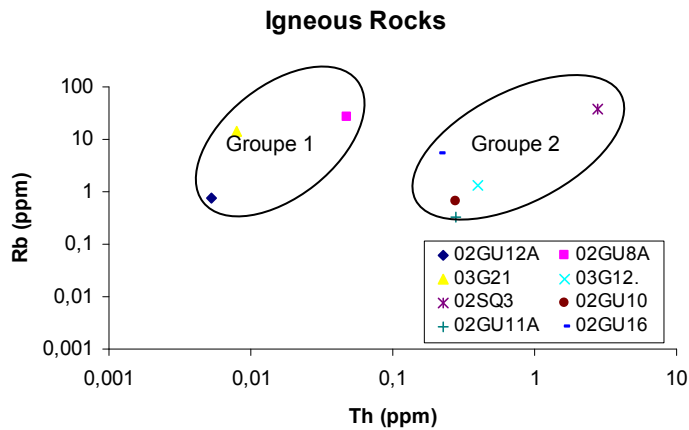


Figure 3.34c. Rb vs Th for igneous rocks

The figures 3.34a and 3.34b are from the igneous rocks. A correlation can be observed when reporting U and Pb versus Th suggesting no perturbation of these elements during late alteration processes. Plotted in the Rb vs Th diagram (Fig. 3.34c), two groups can be distinguished. Group 1, is formed by gabbros (02GU12A, 02GU8A and 03G21) and group 2 is constituted by dolerite and basalt (02SQ3, 03G12, 02GU10, 02GU11A and 02GU16). Group 1 provides a better correlation than group 2.

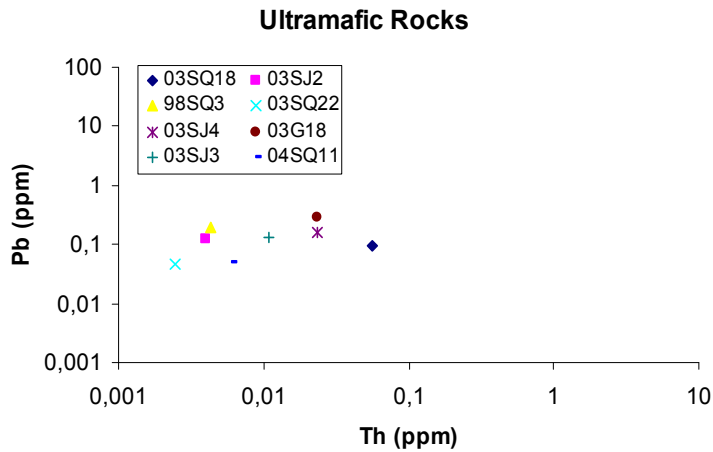


Figure 3.35a. U vs Th for ultramafic rocks

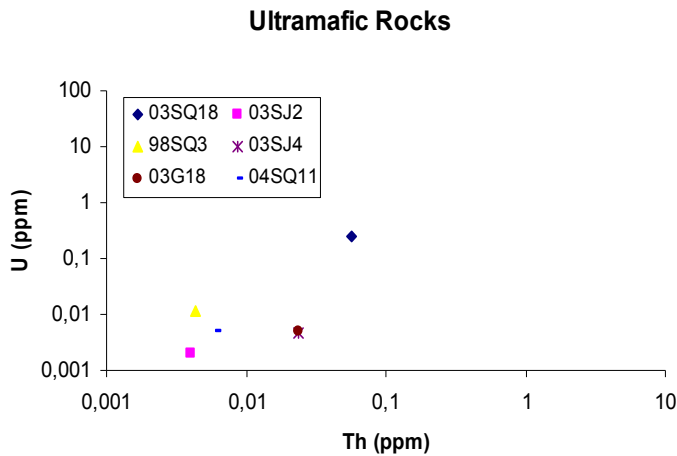


Figure 3.35b. U vs Th for ultramafic rocks

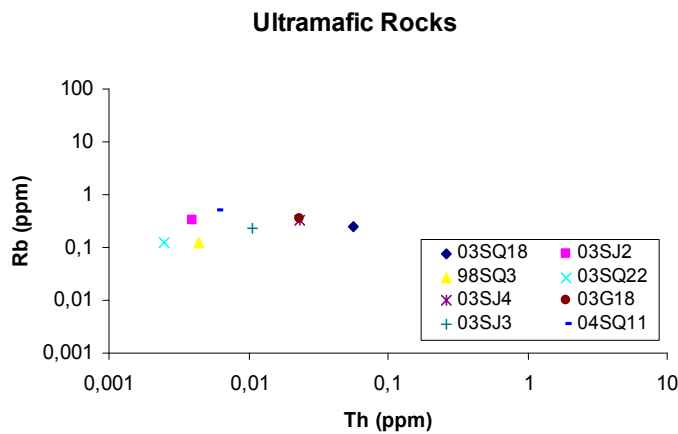


Figure 3.35c. Rb vs Th for ultramafic rocks

The report of the ultramafic rocks in the Pb, U and Rb versus Th diagrams (Figs. 3.35a, 3.36b and 3.35c) does not show well-defined correlations supporting disturbance of these elements during post-magmatic events. This allows us to consider the “in situ” decay corrected data as minimum values and to interpret these data with caution.

3.6 Isotopic compositions of igneous and metamorphic rocks

3.6.1 Igneous rocks

Basalts and dolerites

The ϵ_{Nd} values of the dolerites and basalt 03G12 (with major and trace elements characteristics of oceanic plateau) affinities range from +6.6 to +8.8. The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios are more homogeneous and range between 0.703730 and 0.703748. The basalt with an arc affinity has lower ϵ_{Nd} value (+3.6) but its $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ fall in the range of those of the dolerites. In the $\epsilon_{\text{Nd}} / (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ correlation diagram (Fig. 3.36a), dolerites and basalts are shifted towards the higher $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios. Dolerites and basalts have more or less similar initial Pb ratios (table 3.1). In the lead/lead (Figs. 3.36b and 3.36d) and/or $\epsilon_{\text{Nd}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (Fig. 3.36d) diagrams, dolerites and basalt are located between the MORB and EM II fields with the exception of one dolerite (02GU10) that plots in the MORB field.

Gabbros

The gabbros (02GU12A, 02GU8A and 03G21) have high positive ϵ_{Nd} values (5.0, +7.3 and +8.8, respectively). In the $\epsilon_{\text{Nd}}-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (Fig. 3.36a), samples 02G8A and 03G21 are shifted towards the high $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios while sample 02G12A plots left of the mantle array because of the low $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ value. In the $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ and $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ diagrams (Figs. 3.36d and 3.36b), the three gabbros plot above the NHRL line and in the EMII. In the $\epsilon_{\text{Nd}} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ correlation diagram (Fig 3.36c), samples 02GU8A and 03G21 plot near and/or the MORB field while sample 02GU12A is located not far from the EMII field.

3.6.2 Metamorphic rocks

Granulite

ϵ_{Nd} value (+7.6) of the granulite falls in the range of OIB. In the ϵ_{Nd} versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ correlation diagram (Fig. 3.36a), the granulite [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70386$] reports right of the mantle array, towards the high $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios. In the $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i-(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, (Fig. 3.36b) this rock plots above the NHR line, not far from the field of the Ecuadorian Late Cretaceous oceanic plateau accreted fragments. In the ϵ_{Nd} and $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ diagrams (Figs. 3.36c and 3.36d), the granulite plots between MORB and EMII.

Amphibolites

Three amphibolites out of four have high ϵ_{Nd} values of +4.9 and +7.9 while 03SQ9 differs by a low ϵ_{Nd} value of +2. The amphibolite with high ϵ_{Nd} (02GU6, 03G23 and 04SQ3) fall in the range of oceanic plateau basalts (Kerr et al., 2000). Their $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios are less homogeneous than the Nd isotopic compositions and range between 0.703534 and 0.703926. The Pb isotopic ratios do not vary significantly. In the $\epsilon_{\text{Nd}}-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram (Fig. 3.36a), only one sample out of four plot on the mantle array. The two remaining rocks are located on the right side of the diagram, towards the high

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ values. In the $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ plot (Fig. 3.36b), the amphibolites cluster in the field of the accreted late Cretaceous oceanic plateau rocks (Mamberti et al., 2003; 2004). In the ϵNd and $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ correlation diagrams, the amphibolites plot between MORB and EMII fields (Figs. 3.36c and 3.36d).

Banded amphibolites

The ϵNd values of the banded amphibolites range from +6.5 to +1.8, and are similar to those of the amphibolites. In the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ of sample 03G22B falls in the range of the amphibolites and granulite (Fig. 3.36a). In the $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ and $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ correlation diagrams (Figs. 3.36b, 3.36d, sample 03G22B plots in the EMII and accreted Late Cretaceous oceanic plateau rocks fields, respectively. Because of its rather low ϵNd value (+2), this sample plots between the BSE and EMII fields in the ϵNd - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ diagram (Fig. 3.36c).

Quartz-bearing micaschists

The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ of sample 04SJ1 falls in the range of the crustal sediments (Fig. 36a). In the $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ and $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ correlation diagrams (Figs. 3.36b, 3.36d) they fall in the lower continental crust range. In the ϵNd - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ diagram the samples fall between MORB and EMII (Fig. 3.36c).

3.6.3 Ultramafic rocks

Pyroxenites

The two types of pyroxenites (i.e foliated or cumulative) have quite similar ϵNd values range +6.5 and +7.0, respectively. The two pyroxenites (03SJ4 and 04SQ11) have the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ isotopic compositions and ratios are homogeneous, range between 0.703535 and 0.703553 respectively. In the ϵNd - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram (Fig. 3.36a), the samples are located on the right side of the diagram. In the $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ plot (Fig. 3.36b), the pyroxenites cluster in the field of the accreted late Cretaceous oceanic plateau rocks (Mamberti et al., 2003; 2004)

In the ϵNd versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, the pyroxenites plot between MORB and EMII fields (Figs. 3.36c). In $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ correlation diagram, one pyroxenite (03G18) report in the EMII field, this pyroxenite is cumulative. The others foliated pyroxenites plot in the MORB field (fig. 3.36d).

Peridotites and harzburgite

No isotopic data have been obtained for both peridotites and harzburgite due to their extremely low contents in elements.

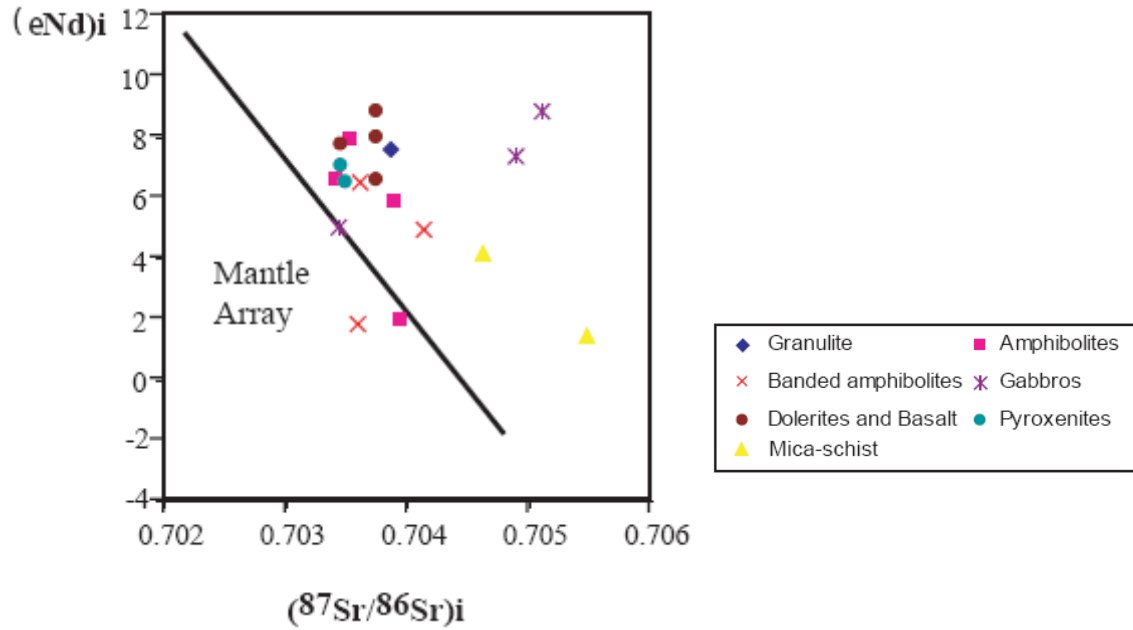


Figure 3.36a. ϵNdi versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ for igneous, metamorphic and ultramafic rocks of Ecuador.

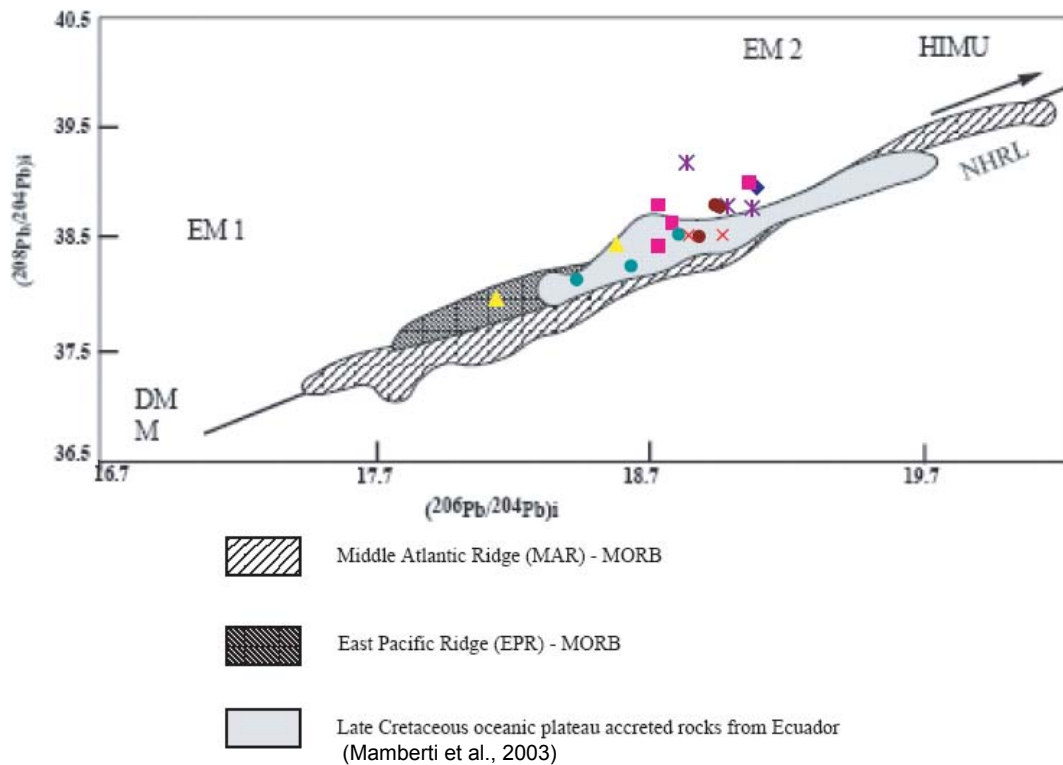


Figure 3.36b. $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ versus $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ for igneous, metamorphic and ultramafic rocks of Ecuador.

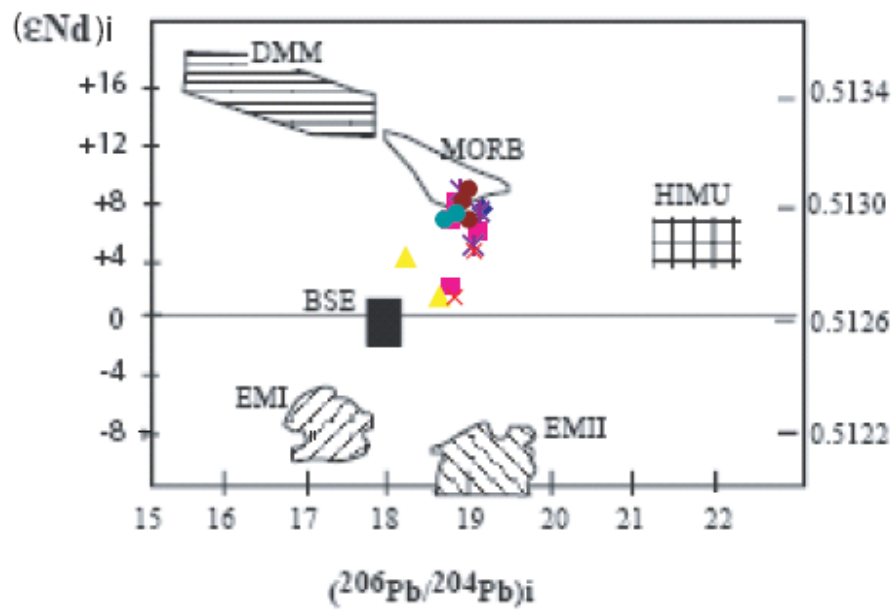


Figure 3.36c. ϵNd_i versus $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ for igneous, metamorphic and ultramafic rocks of Ecuador.

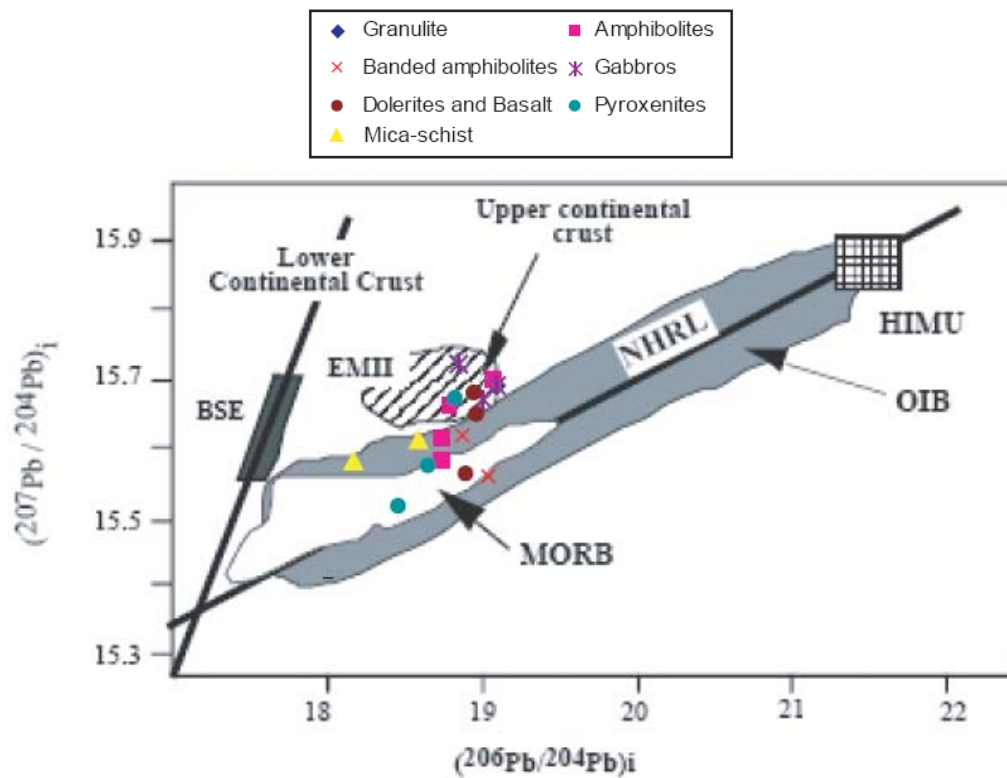


Figure 3.36d. $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ versus $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ for igneous, metamorphic and ultramafic rocks of Ecuador.

3.7 Discussion and conclusions

3.7.1 Protolith and genesis of deep rocks of Western Cordillera of Ecuador

Protolith of the mafic granulite and amphibolites

The mafic granulite major element composition is similar to that of MgO-rich basalts recently studied in the Ontong Java plateau (Kroenke-type basalt, Fitton and Godard, 2004). Indeed, both rocks are characterized by high MgO (10-8.50 %) and low TiO₂ (0.6-0.7 %) contents.

Considering trace element characteristics, the mafic granulite possesses affinity with oceanic plateau basalts (OPB), i.e., flat REE and multi-element patterns but differs from the Mg-rich basalts and ankaramites exposed in the Western Cordillera of Ecuador and considered as accreted remnants of the Cretaceous Caribbean-Colombian plateau (Mamberti et al., 2003; Kerr et al., 2002). Indeed, the Mg-rich basalts and ankaramites from Ecuador are enriched in LREE which is not the case of the mafic granulite. Nevertheless the ϵ_{Nd} value (+7.6) of this latter plots in the fields of both the OPB and Mg-rich basalts and ankaramites. However, the Pb isotopic composition of this mafic metamorphic rock differs significantly from those of the Ecuadorian Mg-rich basalts and ankaramites, especially on the $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ which are significant higher in the ankaramites ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.6$) (Mamberti et al., 2002).

The amphibolites share with the OPB similar major, trace element and Nd isotopic compositions, i.e., MgO = 6-7 %, TiO₂ = 1.3 %; flat REE and multi-element patterns (trace element values about 10 times those of the primitive mantle), La/Nb < 1; $+7.9 \leq \epsilon_{\text{Nd}} \leq 4.9$. However, they differ from the Ecuadorian accreted plateau basalts by higher $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ initial ratios. Surprisingly, in the $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ - $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ correlation diagram, the amphibolites and mafic granulites fall in the field of the Upper Cretaceous intra-oceanic arc (Chiaradia and Fontboté, 2002; Allibon et al., 2005).

We have mentioned in the geological setting that the Western Cordillera and Coastal Ecuador consist of accreted oceanic terranes of oceanic plateau and island arc affinities. These terranes accreted the passive Pacific margin of Ecuador during the Paleogene (Jaillard et al., 2004) and/or the Late Cretaceous (Spikings, et al., 2000). Thus, the mafic granulite and amphibolites likely represent metamorphosed oceanic plateau MgO-rich or not basalts exhumed in favor of the Miocene faults. The high $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ ratios of the metamorphic rocks could be explained by participation could also be the explanation to the relatively high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios measured for some of these samples. One amphibolite (03SQ9) exhibits a very low ϵ_{Nd} value which could be attributed to higher slab component contribution. The metamorphism that has affected these rocks could have occurred during the intra-oceanic subduction leading to the development of the Upper Cretaceous arcs before their accretion to passive Pacific margin of Ecuador. This result is similar to study of Weber et al. (2002) on a study of xenolites from late Cenozoic volcanics from southwestern Colombia. These authors suggested that lower crust in the North Volcanic Zone, is basaltic in composition, and that has been metamorphosed in the amphibolite- or granulite- facies through subduction processes.

Protolith of the banded amphibolites

The banded amphibolites have high contents in MgO (13 to 19 %), CaO (12 %) and Al₂O₃ (12 to 15 %) and very low to low TiO₂ levels (0.12 to 2 %). The TiO₂ contents are lower than those commonly measured for basalts. The multi-element plots are characterized by positive Eu and Sr anomalies reflecting plagioclase accumulation. The REE patterns of the banded amphibolites are LREE-depleted, and broadly similar to those of clinopyroxene. Thus, the protoliths of the banded amphibolites are likely clinopyroxène-rich gabbroic cumulates. This is also evidenced by the Ca-rich (An₈₅) composition of the plagioclase and the high Mg content (MgO > 13 %) of the metamorphic amphibole.

A question arises then. To which accreted unit, *i.e.*, Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau or Upper Cretaceous intra-oceanic arcs, belong these clinopyroxene-bearing gabbros?

Compared to the San Juan clinopyroxene cumulate gabbros interpreted as belonging to a Lower Cretaceous (Lapierre et al., 2000) oceanic plateau (Mamberti et al., 2003), the banded amphibolites differ by the major element compositions and REE patterns. The amphibole-bearing gneisses have SiO₂ between 47 to 58% while the San Juan clinopyroxene gabbros have SiO₂ contents lower than 49 % (with the exception of an amphibole-bearing gabbro 97SJ13). The banded amphibolites are systematically depleted in LREE while the San Juan clinopyroxene gabbros have flat to slightly LREE-depleted patterns. With the exception of one sample (03G22B) with a low εNd (+1.8), the banded amphibolites are characterized by a limited range of εNd (+ 5 to +6.5) that fall in the field of the San Juan mafic cumulates (εNd ranges between +8.1 and +5.2). However, alike the amphibolites, the banded amphibolites differ from the oceanic plateau cumulates by higher Pb initial ratios, in particular the (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_i ratios.

It is well known that intra-oceanic arc magmas during their ascent to the surface can be trapped into the oceanic crust in more or less deep magma chambers and thus form cumulates. Such gabbroic cumulates have been described at the base of the Bonanza arc exposed in the Vancouver Island (Western Canada, DeBari et al., 1999) and have been recognized, for some authors, in the Kohistan arc (Chilas Complex, Bard, 1983; Jijal Complex, Jan and Howie, 1981). Bonanza arc-cumulate gabbros (gabbro-norite) consist of Ca-rich plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and Fe-Ti oxides when they are exposed in the lower crustal levels while amphibole occurs in the mineralogy when they crystallized in higher crustal levels. The whole-rock major element chemistry is variable and depends on the modal percentage of the bearing minerals (pyroxenes versus plagioclase). However, TiO₂ is low and less than 1%. The Bonanza gabbro-norites show positive Eu and Sr anomalies and are noticeably LREE-depleted. These features are due to clinopyroxene and plagioclase accumulation. The primitive mantle- or N-MORB normalized- multi-element patterns of the Bonanza and Chilas arc-derived gabbros are characterized by significant negative Nb and Ta anomalies.

The amphibole-bearing gneisses share with the arc-gabbros similar trace element chemistry and low TiO₂ contents. The Mg-rich hornblende from the gneisses is more probably derived from a Mg and Ca-rich clinopyroxene (likely diopside). The presence of orthopyroxene is evidenced by the presence of chlorite + serpentine pseudomorphs in some samples.

We have mentioned previously the presence of unmetamorphosed cumulate gabbros among the exhumed rocks. Two samples (02GU12A, 03G21) consist of orthopyroxene + clinopyroxene + plagioclase. The mineralogy and elemental chemistry of these two samples are very similar to those of the Bonanza arc-gabbro-norites and amphibole-bearing gneisses.

On the basis of Nd isotopes, two groups of rocks can be recognized among the unmetamorphosed and metamorphosed arc-cumulate gabbros of the Western Cordillera. The first group consists of samples 02GU12A, 03G21, 04GU8, 04GU12, and is characterized by high positive ϵ_{Nd} values (+6.5 to +8.8). The second group includes sample 03G22B, and differs from group 1 by lower ϵ_{Nd} values (+1.8). The high positive ϵ_{Nd} values of group 1 suggest that the metamorphosed and unmetamorphosed cumulate arc-gabbros derived from a depleted mantle source devoid of any continental crust contamination. ϵ_{Nd} values of group 1 are similar to those of the Ecuadorian Upper Cretaceous intra-oceanic arcs. Thus, group 1 cumulate arc-gabbros could represent the lower crustal levels of the Upper Cretaceous intra-oceanic arcs. The low ϵ_{Nd} values of sample 03G22B, suggest that continental crust material is involved in the genesis of these rocks.

Protolith of Quartz-bearing micaschists

The quartz-bearing micaschists are similar to those of the Raspas Metamorphic Complex exposed in SW Ecuador. The Ecuadorian meta-sediments exhibit the following paragenesis: quartz \pm chlorite \pm chloritoid \pm garnet + phengite. This paragenesis corresponds to sedimentary rocks metamorphosed under high-pressure conditions, i.e. eclogitic conditions (Bosch et al., 2002). These meta-sediments are characterized by LREE-, Rb, Nb, U, Th, and Pb enrichments, and by negative Eu anomaly. The isotopic data (low ϵ_{Nd} value combined with high Pb and Sr isotopic signatures) suggested that the sediments derived from the erosion of an old continental crust (Bosch et al., 2002).

The temperature and pressure conditions of quartz-bearing micaschists will be more detailed in the next section (chapter IV).

Genesis of Pyroxenites

The pyroxenites show either cumulate (03SJ3, 03SJ4 and 03G18) or foliated textures (03SQ22 and 04SQ11). The foliated rocks include green Al-rich spinel, absent in the cumulates. This difference should be related to higher temperature (and pressure) conditions for crystallization of the foliated pyroxenites. The Al-rich phase is plagioclase in the cumulates and spinel in the foliated pyroxenites.

Similarly to the cumulate gabbros and the banded amphibolites, the cumulate pyroxenites likely belong to the lower crustal levels of the late Cretaceous arcs. Indeed, their mineralogy is very similar to the pyroxenites of the Jurassic Bonanza arc. Like those of the Bonanza arc, the Ecuadorian pyroxenites consist of Mg-rich clinopyroxene (diopside), Mg-rich orthopyroxene (En₉₀₋₈₀) with locally Mg-rich olivine (Fo₈₀) and Ca-plagioclase (An₉₀). Thus, the modal mineralogy, bulk composition and textures of the gabbros and pyroxenites suggest accumulation of magnesian pyroxene. Alike the orthopyroxene-clinopyroxene cumulate gabbros, the trace element chemistry of the pyroxenites is dominated by the clinopyroxene, *i.e.* LREE-depleted patterns, and very low contents in incompatible elements (U, Th, Nb and Ta). The positive Sr and Eu anomalies of some pyroxenites are attributed to the presence of plagioclase (03SJ3, 03SJ4, 03G18).

The trace element patterns show marked negative Nb and Ta anomalies. The percentages of Al₂O₃ and Mg# of clinopyroxenes (%Al₂O₃ = 1-3.6 and Mg# = 0.84-0.88) and orthopyroxenes (%Al₂O₃ = 1.8-2.2 and Mg# = 0.84) are characteristic of the crustal-arc pyroxene field (Figs 4.37a and 4.37b) (Parkinson and Pearce, 1998). Isotopic compositions show that the cumulate pyroxenites share with the cumulate gabbros and banded amphibolites similar and homogeneous ϵ Nd values (+6.7 and +7). Reported in the ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb versus ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb diagram, the cumulate pyroxenites show the influence of an EMII component. This can be related to an arc environment.

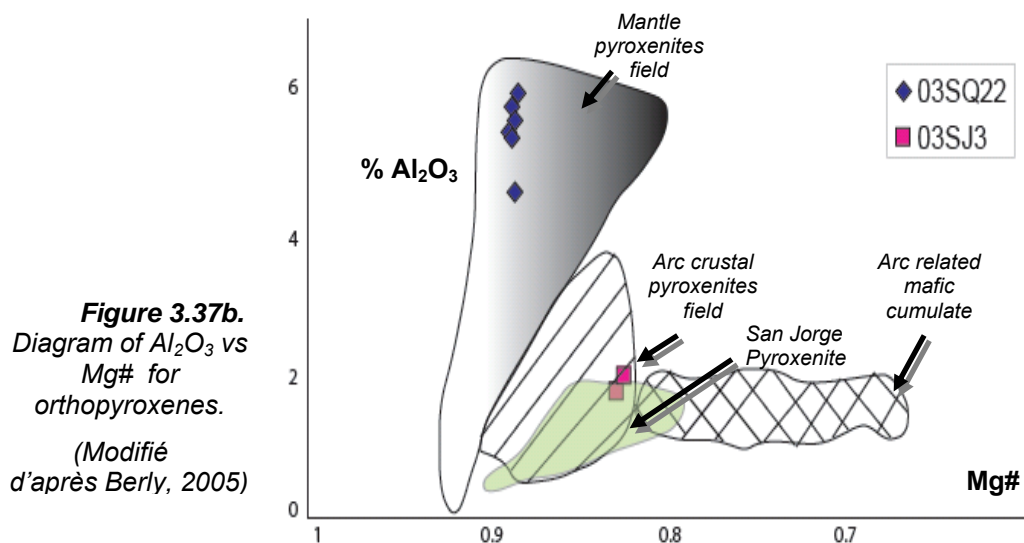
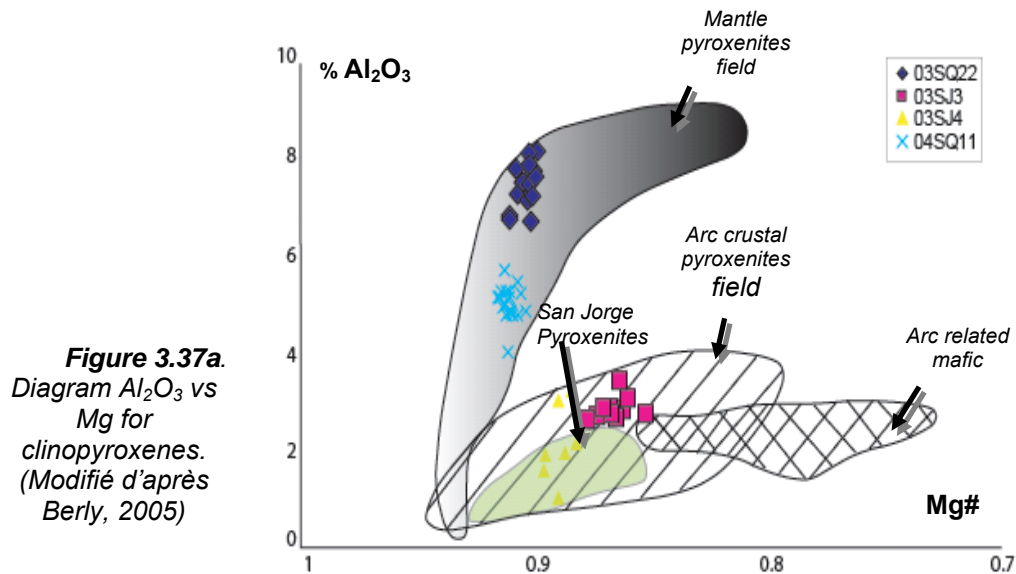
The foliated pyroxenites 03SQ22 et 04SQ11 show geochemical features close to those of the pyroxenites from Solomon Island (Santa Isabel and San Jorge pyroxenites; Berly et al., 2005). The pyroxenites are formed of the following assemblage cpx+opx+spinel and possess a LREE-depleted pattern. The rare earth element patterns show negative Nb and Ta anomalies and positive Sr anomalies. The percentage of Al₂O₃ and Mg# of clinopyroxenes (%Al₂O₃ = 4.2-8.5 and Mg# = 0.9-0.93) and orthopyroxene (%Al₂O₃ = 4.5-6.2 and Mg# = 0.92) is in accordance with those of mantle pyroxenites (Figs. 4.37a and 4.37b) (Wilkinson and Stolz, 1997; Garrido and Bodinier, 1999; Zanetti et al., 1999; McInnes et al., 2001). The Pb, Sr and Nd isotopic compositions of foliated are similar to MORB.

Various hypotheses can be proposed to explain the formation of pyroxenites, one proposes they can be formed by melt/fluid rock reaction occurring in the upper mantle (McInnes et al., 2001; Wang et al., 2001). For example, the formation of the pyroxenites from Solomon Islands are explained by interaction between an aqueous fluid and a harzburgitic upper mantle component (Berly et al., 2005). Similarly, the foliated pyroxenites of Ecuador could be originated from a depleted mantle contaminated by fluids active in the mantle wedge during subduction processes.

Genesis of Lherzolites and Harzburgite

The petrography (cpx+opx±plagioclase±spinel+olivine) and trace elements features (Nb-Ta negative anomalies) of the lherzolites and harzburgite suggested that they derived from a depleted mantle contaminated by slab-derived fluids during subduction processes. Their granoblastic texture

attests to the equilibrium conditions during their crystallization. The elongated and deformed minerals are correlated to plastic deformation conditions.



Conclusions

In the Western Cordillera of Ecuador, mafic igneous rocks (basalts, gabbros), ultramafic deformed rocks and metamorphic rocks were exhumed during the Miocene along a transpressive shear zone. The latter are granulites, amphibolites and garnet-bearing metasediments. The mafic igneous and metamorphic rocks exhibit oceanic plateaus or arc affinities, and represent remnants of the oceanic plateaus and associated arcs that accreted the Ecuadorian margin between ~80 and 40 My. The ultramafic rocks represent fragments of depleted mantle, deformed cpx-rich cumulate and continental lithospheric mantle or subduction-fluid contaminated mantle. Thus, these rocks likely constitute the root of the Western Cordillera.

CHAPITRE IV

THERMOBAROMETRIE : Conditions Physiques P-T des métabasites de la Cordillère Occidentale d'Equateur



4.1 Introduction

Des accidents transpressifs dextres vont recouper les terrains océaniques dès l'Oligocène. Il s'agit de failles kilométriques subverticales orientées NNE-SSW. Une structure « en fleurs » prend forme, permettant, en son centre, l'exhumation d'écaillés de natures variées, qui constituent un échantillonnage aléatoire des parties profondes de la Cordillère Occidentale (Fig. 4.1). En effet, les zones de cisaillement sont le lieu de remonte de matériel profond (Rolland et al., 2001). Il s'agit de metabasites de haut grade et de métasédiments (roches étudiées dans le chapitre précédent).

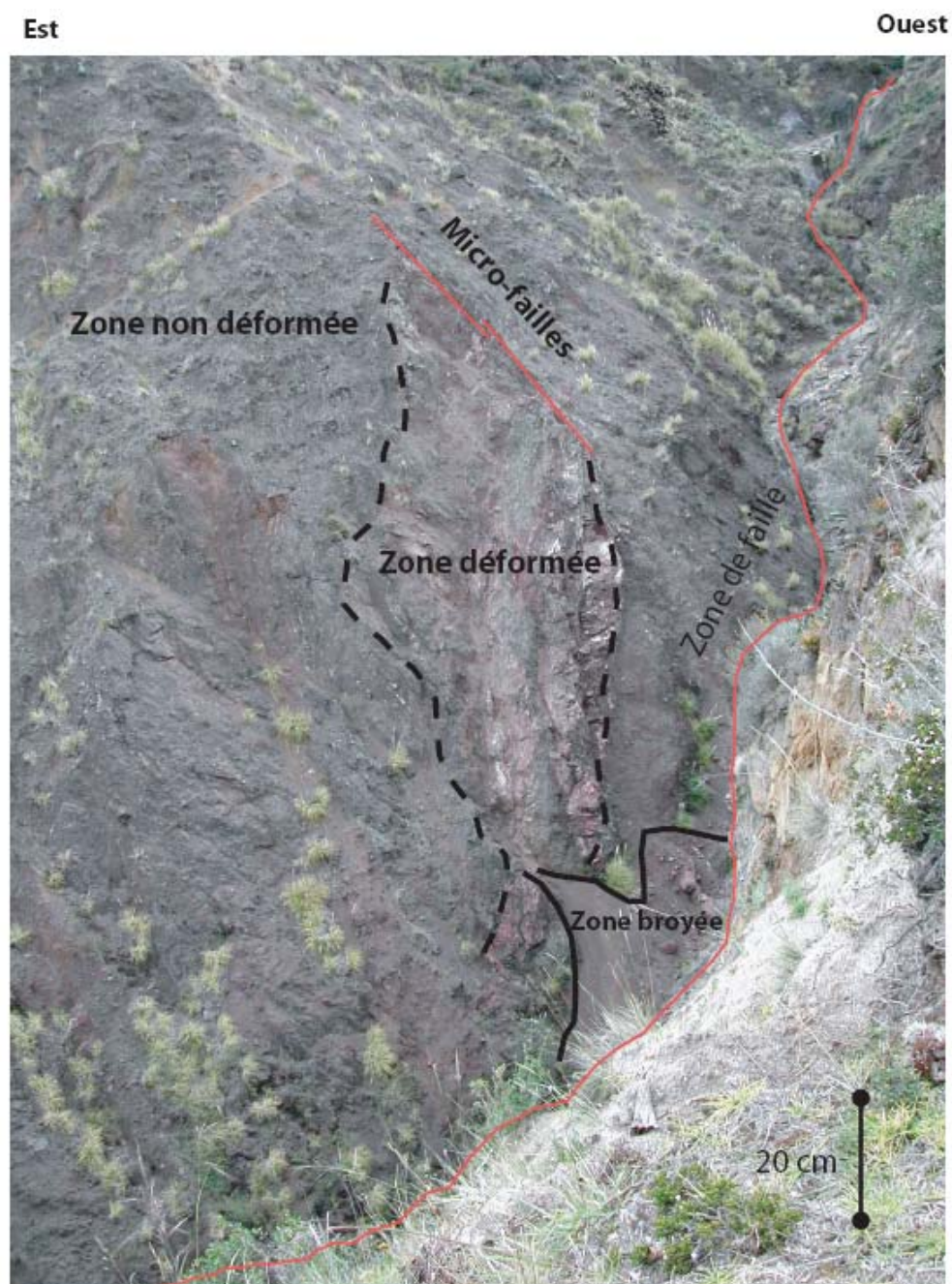


Figure 4.1. Vue verticale d'un plan de faille. Affleurement de la coupe Saquisili (SQ).

En Equateur les affleurements des roches métamorphiques sont peu fréquents (Feininger T., 1982). Un des objectifs principal sur le terrain était de trouver des roches métamorphiques. Les roches

métamorphiques nous permettront d'obtenir des données sur les conditions physiques des roches et si possibles de tracer un chemin P - T et caractériser les géothermes de la racine. Les datations de ces roches permettront de caler les paléogéothermes dans le temps et de tester l'hypothèse du réchauffement de la racine.

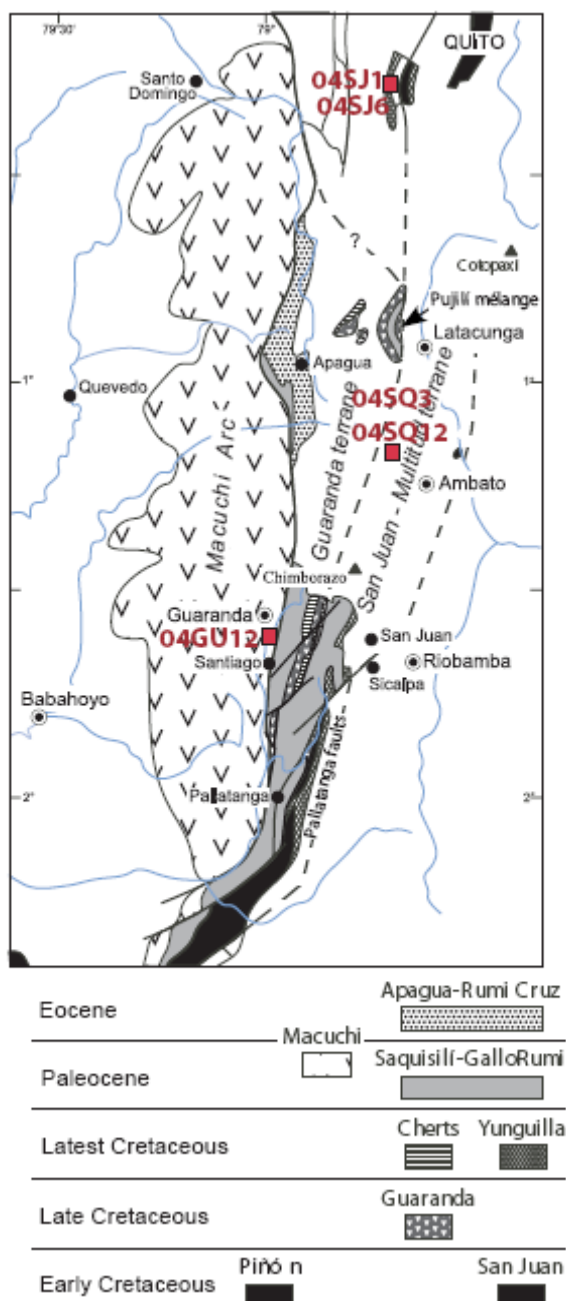


Figure 4.2. Localisation détaillée des métapélites et metabasites étudiés dans ce chapitre.

4.2 Etude pétrographique et micro-texturale

Dans ce chapitre, nous décrivons les micro textures des roches afin d'interpréter leur origine métamorphique. La caractérisation des textures des roches n'est pas une mince affaire. En effet il n'est pas toujours évident de faire la différence entre des fabriques magmatiques et des fabriques métamorphiques (Bard, J-P., 1990). Parmi l'ensemble des roches échantillonnées dans les failles nous avons identifié beaucoup de roches magmatiques une majorité d'amphibolites, une seule granulite, à Opx, Cpx, Pl, Qtz, et quelques métapélites. La granulite a été étudié en collaboration avec

Beaudon et al., (2005) elle également est décrite en détail dans le chapitre III, (granulite 02GU12 et voir article annexe 4.3) L'étude des amphibolites vient en complément de l'étude des metabasites de Beaudon et al., 2005. Nous insisterons plus particulièrement sur l'étude des métapélites.

4.2.1 Métabasites

Métagabbro (banded amphibolite) 04GU12

Cette roche présente une texture porphyroclastique, granoblastique. On y trouve deux familles de minéraux principaux (Fig. 4.3) : Des plagioclases magmatiques peu déformés : les porphyroclastes de forme plus ou moins rectangulaire. Ils possèdent une macule de Carlsbad ou une polysynthétique. Ils sont souvent altérés en séricite. Les plagioclases montrent une déformation plastique : ils ont une extinction roulante et localement, il y a eu formation de sous joints, sous grains et de nouveaux grains. On trouve aussi des amphiboles déformées : elles sont allongées et soulignent ainsi la foliation. Elles sont, elles aussi, altérées localement en actinote. Les épidotes remplissent des craquelures qui recoupent la foliation, donc postérieures à la déformation ductile.

Le protolithe de cette roche était composé de larges feldspaths. Il s'agissait donc d'un gabbro. Gabbro de base d'arc, complètement dans sa chimie (Chapitre III).

Les amphiboles ont une teneur forte en aluminium et en titane et faible en silicium ($Al_{total} > 1,2$, $Ti > 0,5$ et $Si < 7$), ce qui est caractéristique des amphiboles métamorphiques de haute température (Spear, 1995). Les plagioclases sont riches en Ca : X_{An} varie entre 70 et 85 et X_{Ab} entre 13 et 19, ce sont donc des plagioclases de type bytownite.

Amphibolites 04SQ3 et 04SQ12

Ces roches montrent une texture granoblastique avec de larges grains. L'amphibolite 04SQ3 comporte trois espèces minérales plagioclases, amphiboles (magnésio-hornblende) et quartz (Fig. 4.4a). Les amphiboles de 04SQ12 sont de tschermak-hornblende ($Si_{6,30-5,8}$ $Mg\#_{0,8}$). Uniquement les plagioclases de 04SQ12 (Fig. 4.4b), ont été analysés, ils sont de bytownites (An_{80-90}). Les deux espèces minérales marquent la foliation (Fig. 4.4a et 4.4b). Elles sont allongées (rapport axial important), et présentent une extinction roulante. Ces roches auraient donc été plus déformées que la précédente. On y trouve aussi des oxydes. Le protolithe de ces roches est un basalte de plateau océanique (Chapitre III).

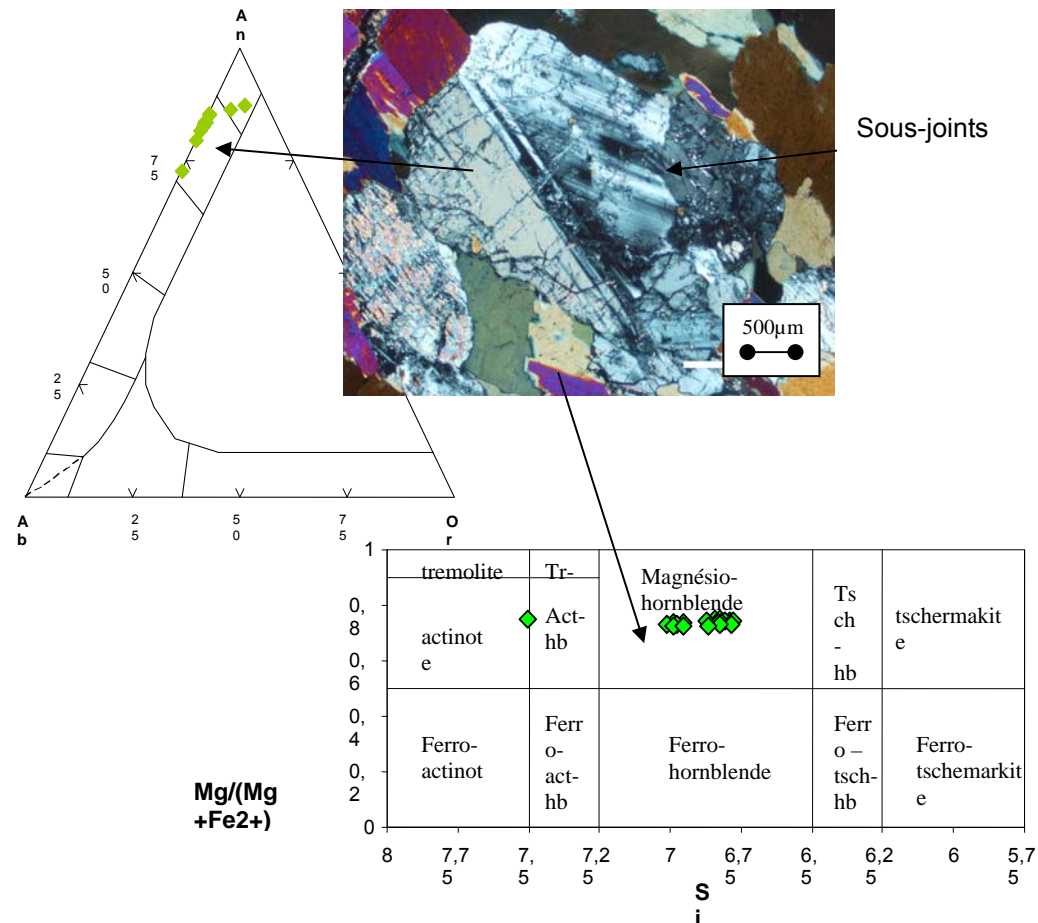
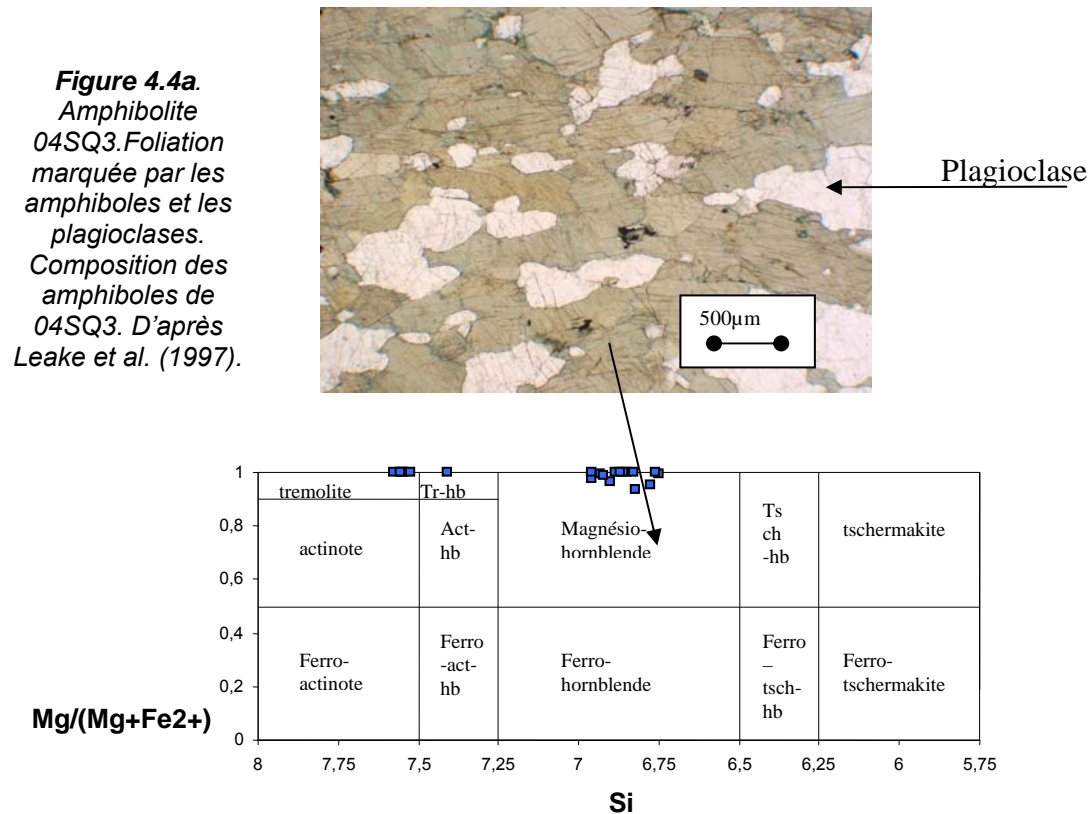


Figure 4.3. Métagabbro (04GU12). Composition des amphiboles (Nomenclature d'après Leake et al., 1997) et des plagioclases



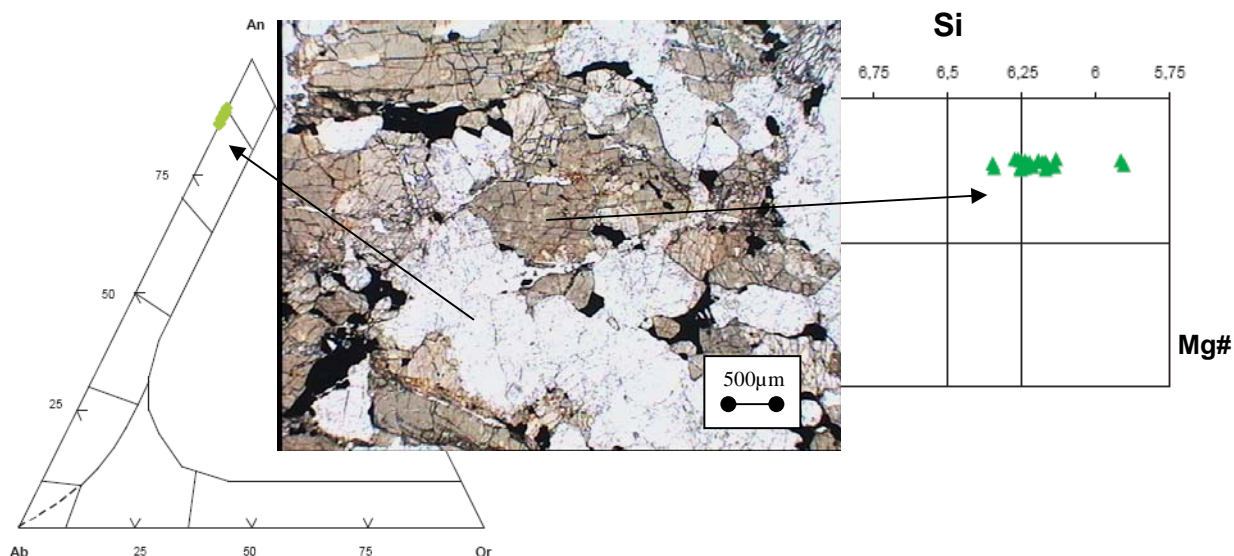


Figure 4.4b. Amphibolite 04SQ12. Foliation marquée par les amphiboles et les plagioclases. Composition des plagioclases et des amphiboles D'après Leake et al. (1997).

4.2.2 Métapélites

Métapélites (04SJ1 et 04SJ6)

Ces roches contiennent principalement du quartz, de la phengite, de la chlorite (04SJ1) ou du chloritoïde (04SJ6) et des plagioclases. On trouve aussi du graphite, soit de petite taille située entre les grains, soit de taille bien plus grande, en quantité plus importante en 04SJ6 (Fig. 4.5a). Uniquement en 04SJ1 on trouve des grenats qui sont rares et petits ($< 200\mu\text{m}$) (Fig. 4.6 a et b). Les grains de quartz ont recristallisé formant alors des points triples et occupent tout l'espace entre les minéraux, texture classique de recristallisation statique (Fig. 4.5b et 4.6c).

La foliation S1 est soulignée principalement par des lits de phengites. Les phengites forment aussi des micro- plissements soulignant le début d'une deuxième schistosité S2 (Fig. 4.5c et d et 4.6d). Certaines chlorites soulignent aussi cette foliation S1. Par contre dans certaines zones, les chlorites et phengites ne sont pas orientées. En 04SJ1, on trouve aussi des épidotes avec des textures de type saccharoïde (Fig. 4.6e).

Pour 04SJ1, le grenat est composé à 39% du pôle spessartine, 28% du pôle grossulaire, 26 % du pôle almandin, et 7% du pôle andradite. Les plagioclases sont des albites (le pôle sodique) quasi pure, avec X_{Ab} compris entre 96% et 99%, des orthoses sont aussi présentes (pôle potassique) avec $X_{\text{Or}} = 94$

Les chlorites de 04SJ1 (Fig. 3.26, voir chapitre III) montrent une forte variation de la teneur en fer total en fonction de la silice : X_{Fe} augmente lorsque le X_{Si} diminue. Lorsqu'un minéral cristallise à un temps donné, sa composition sera équilibrée avec le milieu environnant. La composition des chlorites de cette lame variant, on peut en déduire, qu'elles n'ont pas toutes cristallisées en même temps, ce qui rejoint les observations faites en microscopie. Une génération de chlorite est particulièrement représentée, avec un $X_{\text{Fe total}}$ compris entre 2,5 et 3,0 pour X_{Si} compris entre 4,1 et 4,5. Pour les

épidotes analysées, le X_{Mg} est très faible : 0,003 et 0,006. Il s'agit donc de deux épidotes ferrifères. Pour la troisième, le X_{Mg} est bien plus élevé : 0,63. La composition des chloritoïdes de 04SJ6 est $Fe^{2+}_{3.2}, Si_3, Al_{3.5}$.

Du fait de l'abondance de minéraux riches en Al (muscovite et grenat), et de la présence de graphite provenant du métamorphisme de matière organique, on peut en déduire que le protolithe de ces roches est une roche sédimentaire, une argile ou une siltite. Ces roches peuvent se corréler pétrographiquement et géochimiquement aux métapélites de la Formation Raspas du SW de l'Equateur (Bosch et al., 2002).

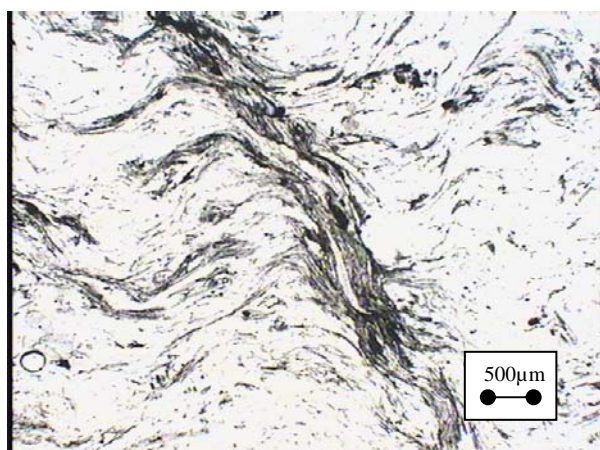


Figure 4.5a. Métapélite 04SJ6.
Graphite

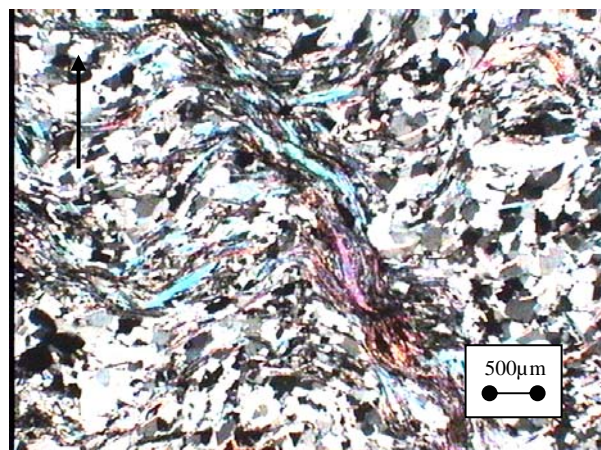


Figure 4.5b. Métapélite 04SJ6. Limite de grains de quartz en point triple

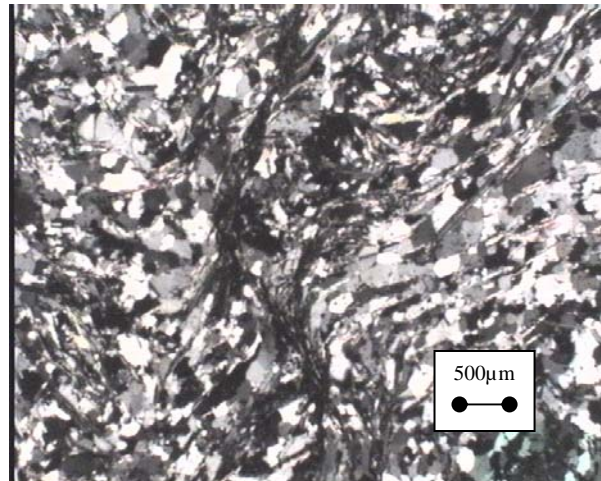
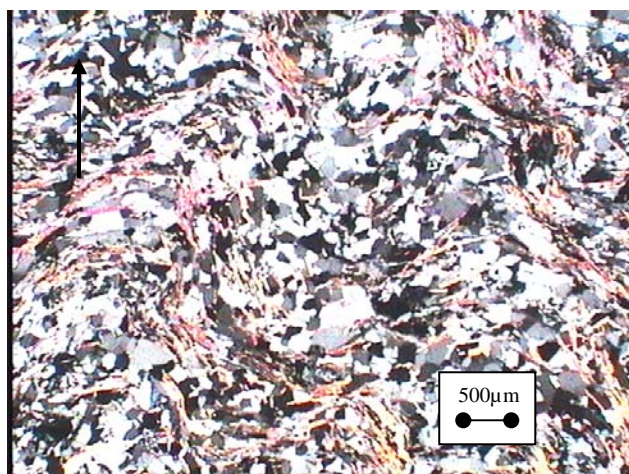


Figure 4.5c et d. Métapélite 04SJ6. deux types de microplissements formés par les phengites, marquant deux schistosités.

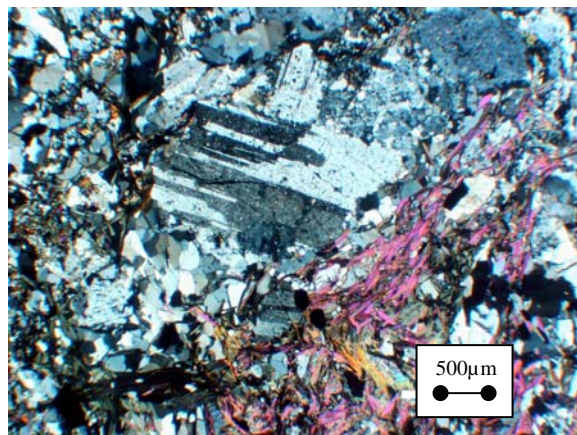
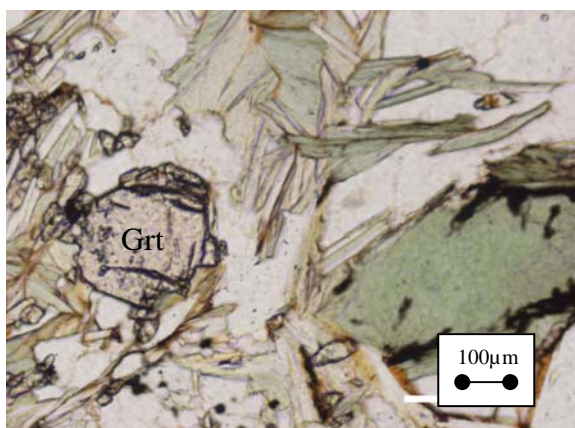


Figure 4.6 a et b. Métapélite 04SJ1 en LPNA à gauche (4.6a) et LPA à droite(4.6b).

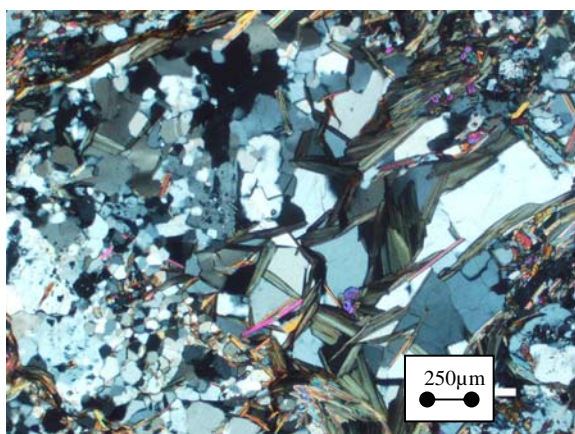


Figure 4.6c. Métapélite 04SJ1, montrant les grains de quartz recristallisés de manière statique. On remarque aussi que les chlorites ne sont pas orientés dans cette partie là de la lame.

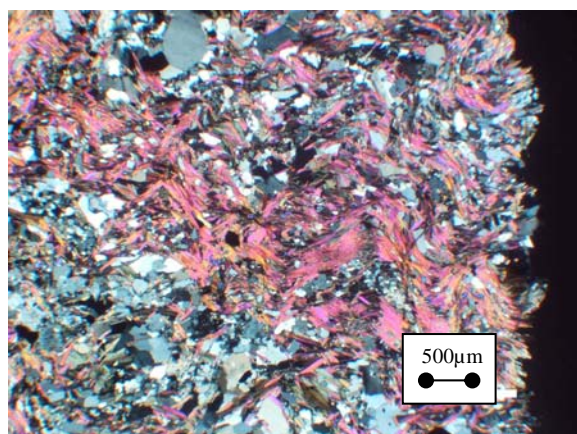


Figure 4.6d. Microplissements formés par la muscovite, marquant le début d'une deuxième schistosité. Métapélite (04SJ1) en LPNA.

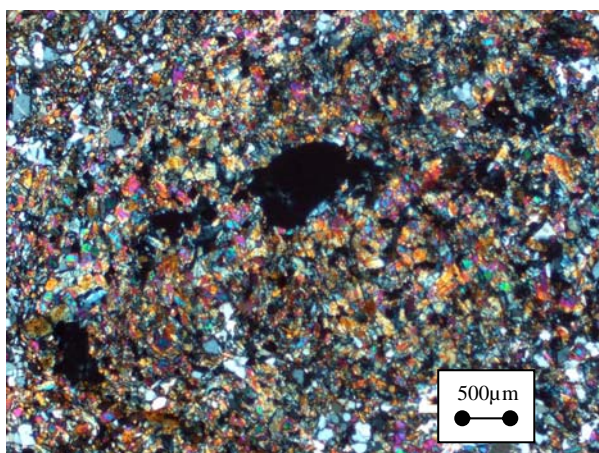


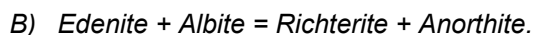
Figure 4.6e. Métapélite (04SJ1) en LPNA, texture de type saccharoïde de l'épidote. Le trait blanc représente 400µm. Il s'agit de la recristallisation d'un gros minéral (un seul grain automorphe, préservé comme fantôme) en une multitude de petits grains.

4.3 Evaluations des conditions physiques du métamorphisme.

4.3.1 Etude des metabasites (04GU12 et 04SQ3et 04SQ12)

Utilisation du géothermomètre Plagioclases-Amphiboles

Blundy et Holland (1990 ; 1994) proposent deux géothermomètres basés sur l'échange NaSi – CaAl entre plagioclases et hornblendes (amphiboles calciques) suivant les équilibres :



Pour les roches sursaturées, donc avec l'association quartz – amphiboles – plagioclases, le thermomètre A peut être utilisé. Le thermomètre B est utilisé pour des roches sous saturées.

- Le calcul de la température se fait à partir de cette formule :

$$T = \frac{0.677P - 48.98}{-0.0429 - 0.008314 \ln K} \quad K = \left[\frac{Si-4}{8-Si} \right] \cdot X_{Ab}$$

Les résultats obtenus des températures, sont fiables si les amphiboles sont riches en Na et le plagioclases, riches en Ca. Le calcul de la pression, est uniquement valable pour des roches granitiques (riches en Si et Al), or nos roches ne le sont pas. Nous ne pourrions donc pas la calculer pour nos données.

Il est très difficile d'évaluer la pression avec les assemblages minéralogiques qu'on observe sur nos metabasites. En effet, l'apparition de plagioclases et amphiboles en équilibre, se font dans des conditions très larges (7-15 Kb). L'absence de grenat dans nos roches, ne nous permet pas d'utiliser de baromètre pour étalonner la pression. Toutefois, en considérant des compositions variées de metabasites, l'absence de grenat est un bon indice de pression modérée, inférieure à 6-9 Kbar (Beaudon et al., 2005)

On utilise le thermomètre B sur le metagabbro 04GU12 dont on connaît la composition des hornblendes et celle des plagioclases et il ne contient pas de quartz. Nous obtenons des températures comprises entre 850°C et 1150°C pour des pressions respectives de 5-10 kb, ce qui correspond aux conditions P-T du faciès granulite (Spear R., 1995). Cependant les amphiboles de cet échantillon sont pauvres en Na, les résultats sont donc à considérer avec une relative forte marge d'erreur.

L'échantillon 04SQ12 présente des amphiboles un peu plus riches en Na que l'échantillon 04GU12 et n'est pas sursaturé en silice. Les résultats obtenus sont du même ordre, des températures comprises entre 980°C et 1150°C pour des pressions respectives 5 et 10 kb. (Voir annexe 4.1).

Les estimations des températures obtenues des metabasites sont à prendre avec beaucoup de précaution. Le thermomètre de Blundy and Holland (1990, 1994) donnent classiquement des évaluations de température plus élevées et des résultats plus dispersés que pour des estimations

impliquant des phases avec des données thermodynamiques mieux calibrées comme le grenat. Tout de même ces estimations dispersées, confirment les conditions de haute température de ces roches. Devant ces difficultés, nous nous sommes concentré sur les métapélites.

Les orthopyroxènes et les clinopyroxènes de la granulite 02GU12A de Boudon et al., (2005) sont à l'équilibre. Ce typomorphe permet d'obtenir un ordre de grandeur des températures de cristallisation grâce au géothermomètre de Wood et Banno (1973) et de Wells (1977) dont l'intérêt est de ne pas utiliser le grenat qui disparaît à des températures relativement peu élevées. Cependant, le géothermomètre orthopyroxène-clinopyroxène qui est souvent mal calibré, délivre des températures plus élevées que celles obtenues avec d'autres typomorphes. La granulite (cpx + opx + plag ± qtz) ne contient pas de grenat. L'absence de grenat situerait la roche dans un champ de pression entre 5-7 kbar pour 700°C à 800°C (Nicollet, 1988).

4.3.2 Etude des métapélites (04SJ1 et 04SJ6)

Utilisation du baromètre « Si⁴⁺ de la phengite »

Nous avons utilisé la teneur en Si⁴⁺ des phengites (Velde, 1967 ; Massonne et Schreyer, 1987). Cette méthode est basée sur des métapélites à feldspath potassique, quartz et phengites, Nous pouvons appliquer sur une roche de composition minérale semblable (l'échantillon 04SJ1 et 04SJ6).

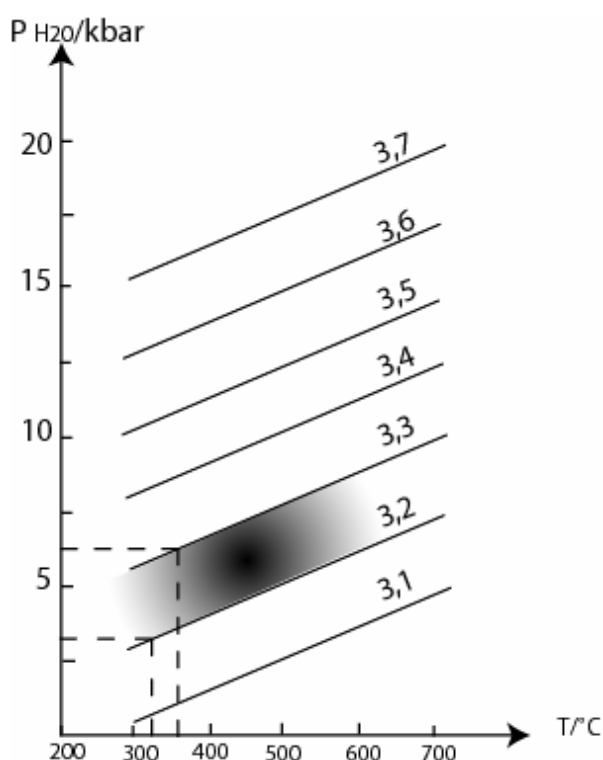


Figure 4.7. isoplèthes des teneurs en silice de la phengite en fonction de P et T. (Pris de Cathelineau, 1988).

La phengite est une solution solide résultant de substitutions cationiques telles que la substitution Tschermak (TK), Pyrophyllitic (P) et la substitution Di/ Trioctaédrale (DT). Dans les métapélites où la phengite est en équilibre avec le feldspath potassique et le quartz, le mica blanc correspond généralement à une solution solide qui évolue seulement entre les deux pôles : muscovite et céladonite. Le pourcentage de Si⁴⁺ dans la phengite est, en première approximation, fonction de la pression : plus les conditions de pression augmentent, plus la teneur en Si⁴⁺ augmente. Les compositions chimiques obtenues par microsonde, sur les phengites de l'échantillon 04SJ1 et 04SJ6, donnent une teneur en Si comprise entre 3,2 et 3,3 (recalculée sur 12 oxygènes).

Afin d'avoir une première approximation de l'intervalle de température à considérer, nous avons utilisé le géothermomètre de Cathelineau (1988) sur les chlorites. Selon ce géothermomètre la quantité d'Al tétraédrique dans une chlorite est proportionnelle à la température de cristallisation. On obtient des températures comprises entre 325°C et 365°C.

Pour cet intervalle de température, on trouve une pression minimale de environ 3 kb pour un teneur en silice de 3,2 et une pression maximale de 6 kb pour une teneur en silice de 3,3 (Fig.4.7).

Méthode des équilibres multiples

Le principe de la technique des multi-équilibres est de tester si des compositions minéralogiques données sont à l'équilibre thermodynamique, et d'estimer à quelles conditions P-T l'équilibre s'est produit. Pour appliquer la méthode j'ai utilisé le logiciel TWQ2.02 (Berman R., 1988 et 1991).

La technique des multi-équilibres est particulièrement intéressante à relativement basse température. En effet, pour des températures inférieures à 550°C, il est plus rentable énergétiquement de cristalliser des nouveaux minéraux plutôt que de rééquilibrer le système chimique par diffusion. Il en résulte la formation d'une mosaïque de différents équilibres thermodynamiques locaux impliquant des minéraux de composition chimique variable, qui se sont formés à différents moments, et qui coexistent dans la roche de manière métastable. Puisque la composition des minéraux est dépendante des conditions P-T auxquelles ils ont cristallisé, cette variabilité chimique représente un enregistrement des conditions P-T environnementales.

Les chlorites, les chloritoïdes et les phengites sont des phases particulièrement bien adaptées pour l'utilisation de la technique des multi-équilibres (Vidal et Parra, 2000), car tout d'abord, elles sont présentes dans les roches formées au niveau des zones de convergence, de plus, leurs données thermodynamiques sont connues et enfin, elles montrent des variations chimiques importantes. Cette variabilité chimique leur permet d'être stable sur une large gamme de pression et de température.

Nous avons appliqué la méthode des multi-équilibres sur les métapélites (échantillon 04SJ1 et 04SJ6) et avons travaillé sur les équilibres thermodynamiques de deux couples de minéraux : chlorite – phengite et chlorite – grenat (04SJ1) ; et chloritoïde-phengite (04SJ6). Nous allons essayer de retracer le chemin P-T de la métapélite 04SJ1 et 04SJ6, et donc de l'unité géologique à laquelle elle appartient à partir de la composition des phases obtenues par les analyses de microsonde (voir chapitre III).

Les analyses de chlorite et de phengites sont reportées respectivement dans des diagrammes ternaires (Fig. 4.8) exprimés en fonctions des pôles purs Sudoïte (Sud) – Amésite (Am) – [Clinocllore (Clin) + Daphnite (Daph)] et Muscovite (Ms) – Céladonite (Cel) – Pyrophyllite (Pri) pour 04SJ1 (Fig. 4.9) et 04SJ6 (Fig. 4.10). Les analyses de microsonde sont reportées dans le chapitre III, annexe 3.1 tables 9 et 10 et chapitre IV, annexe 4.2, tables 1, 2, 3 et 4).

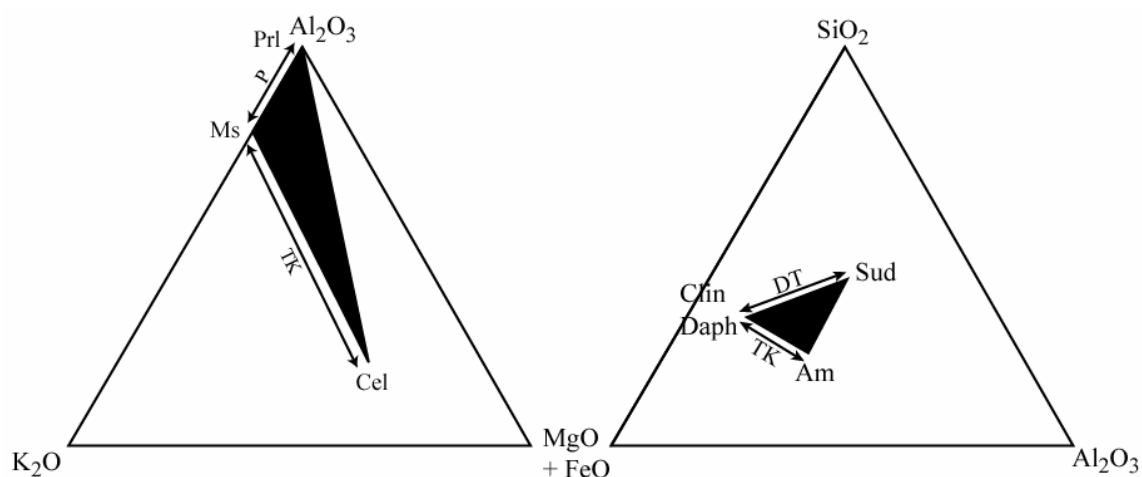


Figure 4.8. *A droite*, diagramme ternaires Al-K-(Fe+Mg) pour les micas **A gauche** : Si-Al-(Fe+Mg) pour les chlorites, et les trois substitutions principales : Tschermak (TK), Pyrophyllitic (P) et Di/Trioctahédrale (DT).

Analyses pour la metapelite 04SJ1

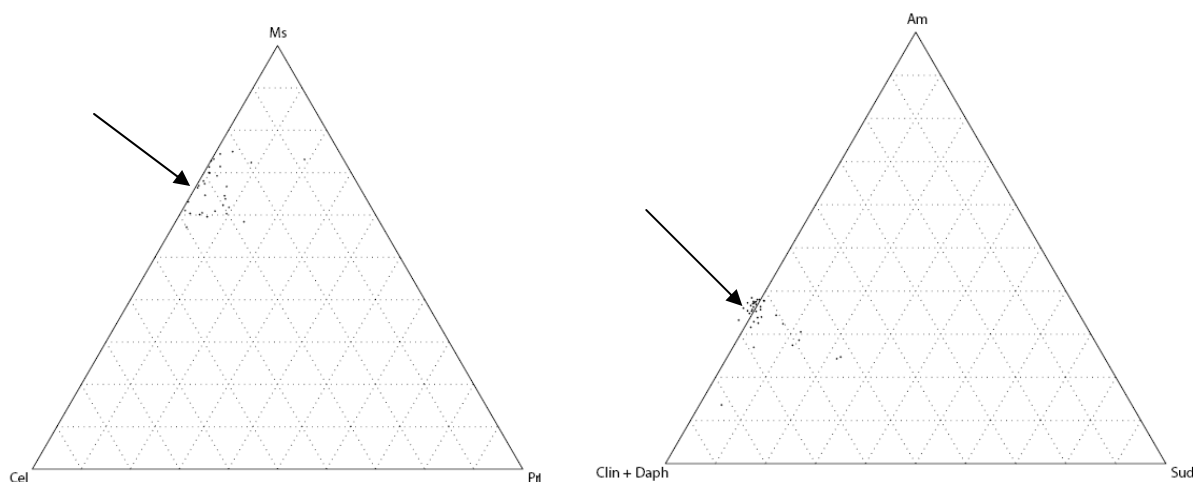


Figure 4.9. *A droite*, diagramme ternaire de la composition des phengites de 04SJ1, exprimé en fonction des pôles purs Muscovite (Ms), Céladonite (Cel) et Pyrophyllite (Prl). **A gauche**, diagramme ternaire de composition des chlorites) exprimé en fonction des pôles purs clinocllore (Clin)+ daphnite (Daph), sudoïte (Sud) et amésite (Am).

Analyses pour la metapelite 04SJ6

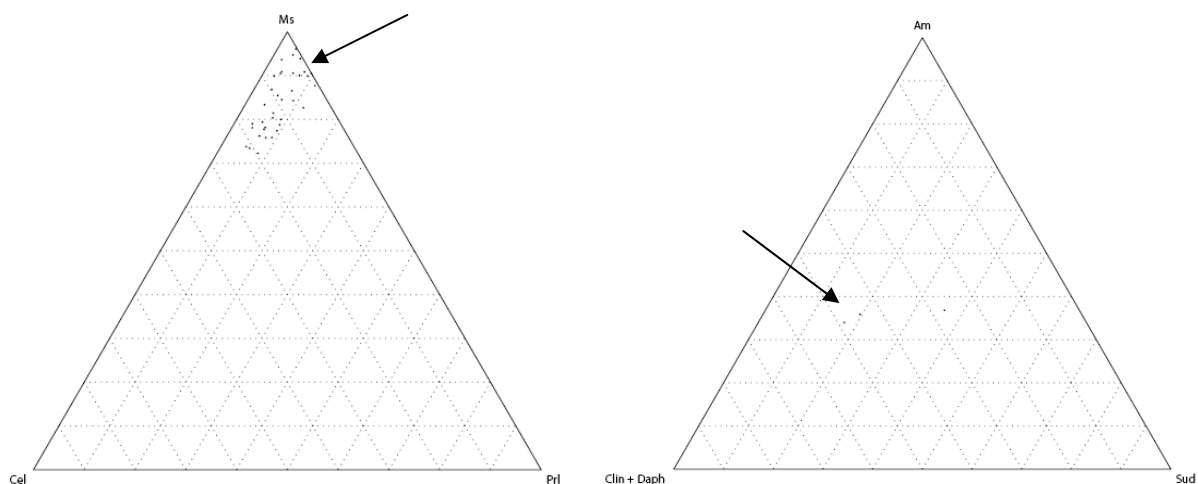


Figure 4.10. *A droite*, diagramme ternaire de la composition des phengites 04SJ6, exprimé en fonction des pôles purs Muscovite (Ms), Céladonite (Cel) et Pyrophyllite (Prl). *A gauche*, diagramme ternaire de composition des chlorites) exprimé en fonction des pôles purs clinocllore (Clin)+ daphnite (Daph), sudoïte (Sud) et amésite (Am).

Une image RX brute de Mg de basse résolution sur les phengites (Fig. 4.11) et chlorites (Fig. 4.12) de 04SJ1, nous donne une idée globale du système qu'on étudie.

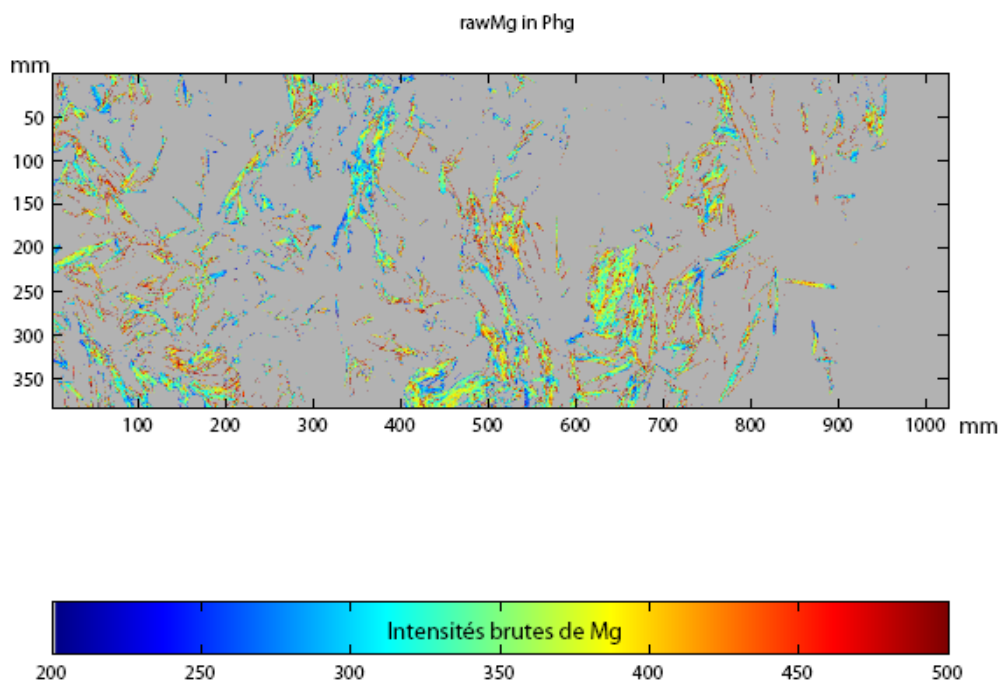


Figure. 4.11. Image RX brute des intensités qualitatives de Mg dans les phengites de 04SJ1. Image faite à microsonde.

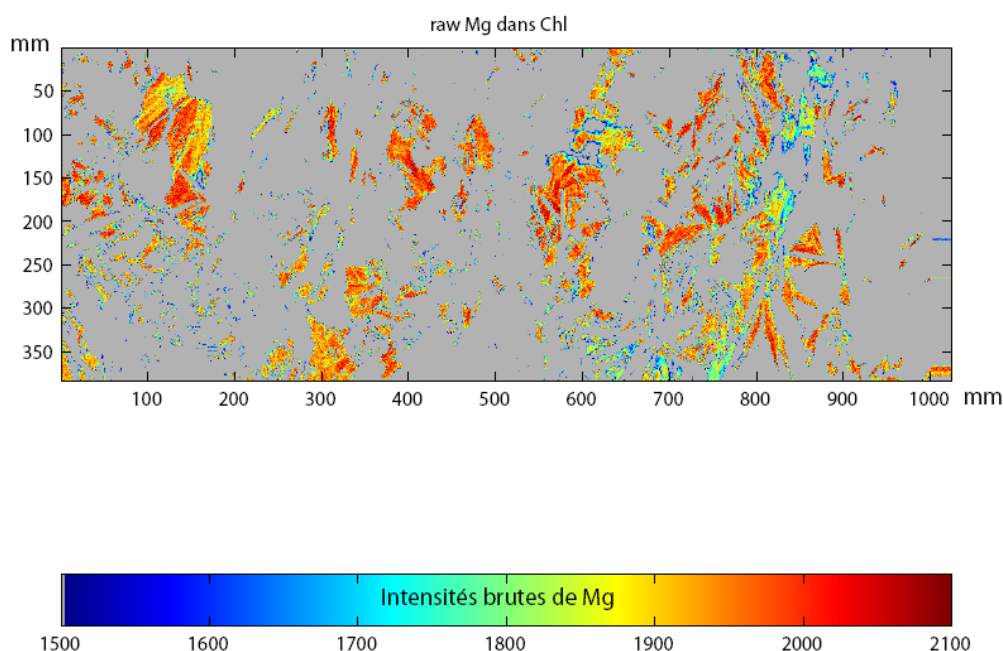


Figure. 4.12. Image RX brute des intensités qualitatives de Mg dans les Chlorites de 04SJ1. Image faite à la microsonde

On remarque que certaines chlorites se trouvent à l'extérieur de ces diagrammes (Figs. 4.11 et 4.12). Ceci est expliqué par : Altération des chlorites, mauvaises analyses (état de surface, autres phases sous-jacente...) ou à cause du fait que l'on ne prend pas en compte de Fe^{3+} dans la formule structurale des Chlorites.

En effet, la mesure par microsonde ne permet pas d'obtenir la proportion de Fe_2O_3 dans le minéral, on ne mesure que la quantité de Fer total. Comme cette proportion de Fe^{3+} influe sur les estimations thermo barométriques, il est nécessaire de l'estimer.

Dans le cas des chlorites, nous avons utilisé la méthode proposée par Vidal et al. (2005). L'estimation du Fe^{3+} se fait grâce à deux réactions d'équilibre faisant intervenir des pôles purs des chlorites, du quartz et de l'eau : $\text{Am} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Clin} + \text{Sud}$ et $\text{Daph} + \text{Mg-Am} = \text{Clin} + \text{Fe-Am}$. Dans un diagramme P – T, les deux courbes d'équilibre de ces réactions sont de forte pente, elles ne permettent pas d'obtenir un résultat précis pour la pression : une faible variation de la composition des Chlorites induit une faible variation de la température mais une forte variation de la pression (Fig. 4.13). Il est donc nécessaire d'avoir une idée de la pression de formation du minéral au préalable, dans notre cas nous l'avons fixée à 7kb maximum, en fonction des résultats sur le teneur en Si de la muscovite. On va alors augmenter la proportion de Fe^{3+} dans la formule structurale des Chlorites jusqu'à ce que les deux réactions d'équilibres convergent pour cette pression. On considère qu'il y a convergence lorsque l'écart entre les deux courbes est inférieur à 50 °C.

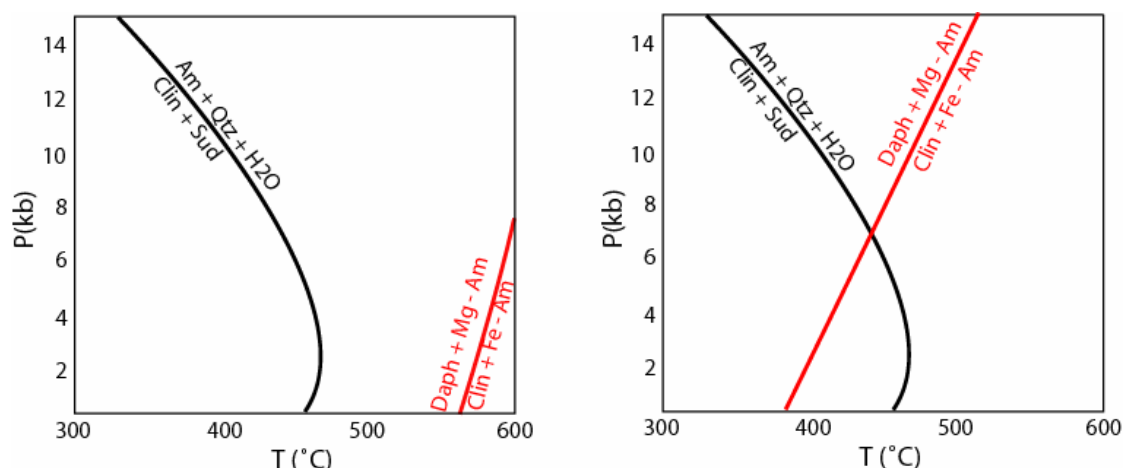


Figure 4.13. Les deux courbes de réactions dans un diagramme P-T.

La température correspondante au point de convergence des deux réactions correspond à la température de cristallisation des chlorites, et la quantité de Fe^{3+} ajoutée à la proportion de Fe^{3+} dans le minéral : pour 04SJ1 (Fig. 4.14) et pour 04SJ6 (Fig. 4.15). Notez que dans la figure 4.14, nos données recalculées font une ligne droite (sauf pour un point), c'est que nous permet de voir que nos calculs sont corrects. Sur la figure 4.15, est difficile de voir si nous donnés s'alignent. Cette difficulté est due à la faible quantité des mesures disponibles sur les chloritoïdes de 04SJ6.

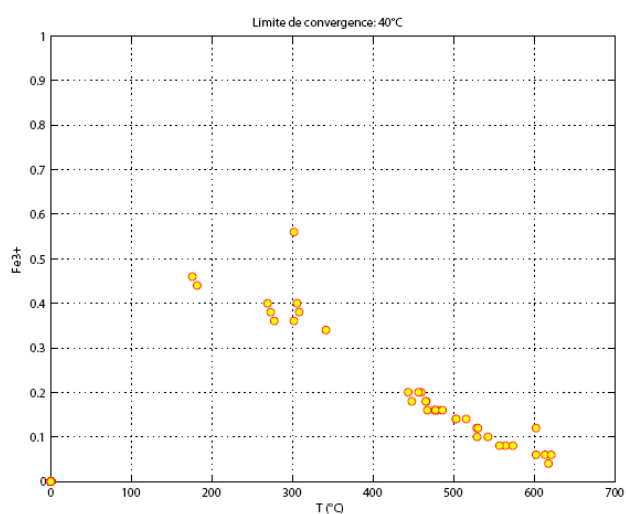


Figure 4.14. Proportion de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ estimée pour chaque chlorite en 04SJ1, afin d'avoir cristallisation à $P=7\text{kb}$, pour des températures de cristallisation variables.

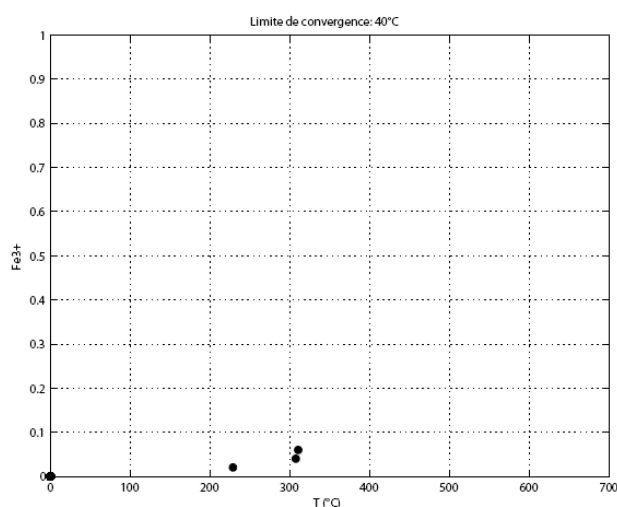


Figure 4.15. Proportion de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ estimée pour chaque chloritoïde en 04SJ6, afin d'avoir cristallisation à $P=7\text{kb}$, pour des températures de cristallisation variables.

On remarque que la proportion de Fe^{3+} nécessaire pour avoir équilibre est plus important pour les chlorites cristallisées à de faibles températures, donc proche de la surface. Ceci peut être expliqué par l'augmentation de l'influence de fluides oxydants météoriques, lorsque l'on se rapproche de la surface.

Il n'existe pas actuellement de méthode simple pour estimer la quantité de Fe^{3+} dans les phengites. Ainsi, lorsque l'on teste s'il existe un équilibre entre une chlorite et une phengite ou un chloritoïde et une phengite, on considère habituellement que la teneur en Fe^{3+} des phengite est égale à celle des chlorites ou chloritoïde. Cette méthode donne des résultats cohérents (De Andrade, 2006). On obtient ainsi la proportion de Fe^{3+} dans les chlorites, les chloritoïdes et les phengites. On teste alors (avec un programme réalisé au LGCA, De Andrade, 2006) tous les couples possibles pour ne garder que les phases qui sont à l'équilibre. En théorie, il y a équilibre entre deux phases si toutes les réactions d'équilibres, entre leurs pôles purs, se coupent en un seul point. Dans la pratique, l'intersection n'est jamais parfaite à cause de la précision des mesures et de l'incertitude sur les paramètres thermodynamiques. On considère que l'on a équilibre à partir d'une dispersion minimum acceptée : $\sum \Delta G$ de réaction de 5 kJ.

Où $\sum \Delta G$ correspond à l'énergie libre de la réaction.

Equilibre pour la métapélite 04SJ1

- Couple Phengites – Chlorites

Dans le cas de la lame 04SJ1, un couple chlorite-phengite est en équilibre. Nous avons testé la réaction en tenant en compte 25% de Fe^{+3} pour la phengite et 45% de Fe^{+3} pour la chlorite (Fig. 4.16)

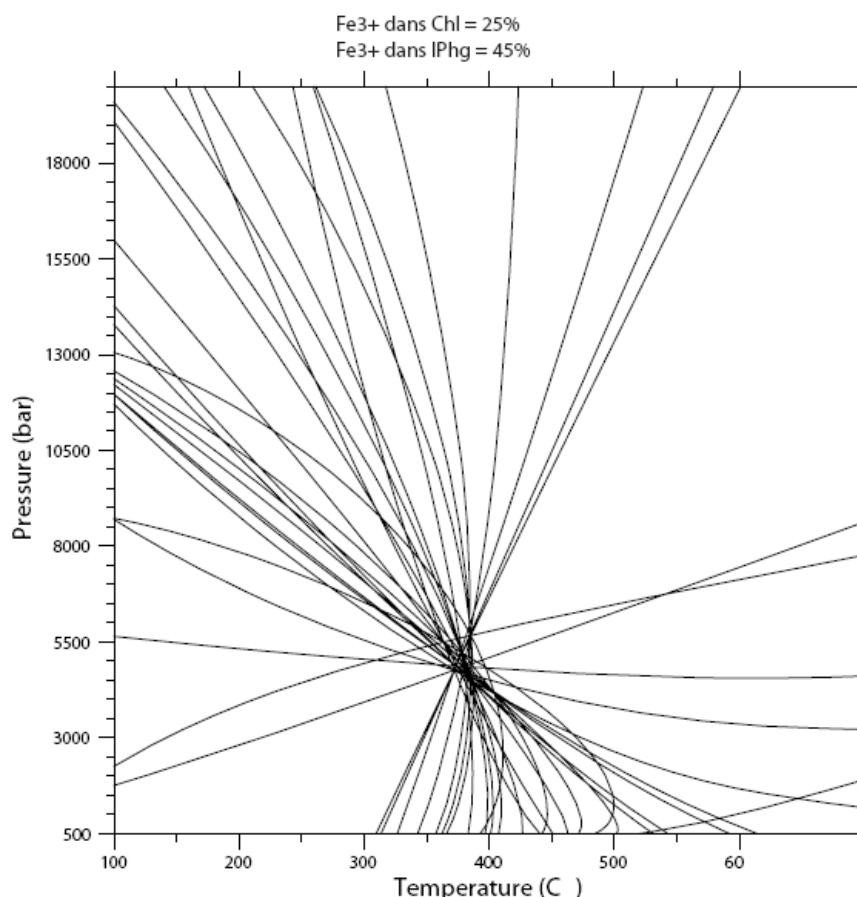


Figure 4.16. Couple chlorite – phengite en équilibre pour la métapélite 04SJ1

On observe que cette couple de chlorite 131– phengite 149 (anexe4.2, tables 1 et 2) sont en équilibre à une température de **380°C** et à une pression de **5.5Kbar**.

Chlorite - phengite	Pression (b)	Température (°C)	dG (kJ)
Chl 131- phg 149	5500	380	5

Table 4.1. Résultats du couple Chl 131 – Phg 149 en équilibre

- Couple Grenat – Chlorites

Les grenats sont rares dans la lame et de taille inférieure à 200µm. Quatre équilibres ont été obtenus à partir des chlorites cristallisés à haute température donc avec le moins de Fe^{3+} (Fig. 4.17a et b).

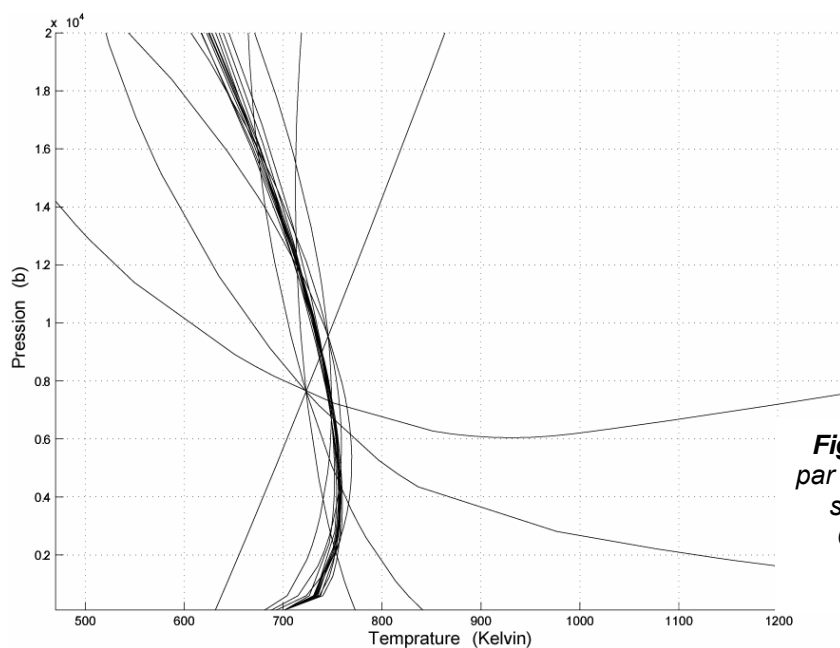
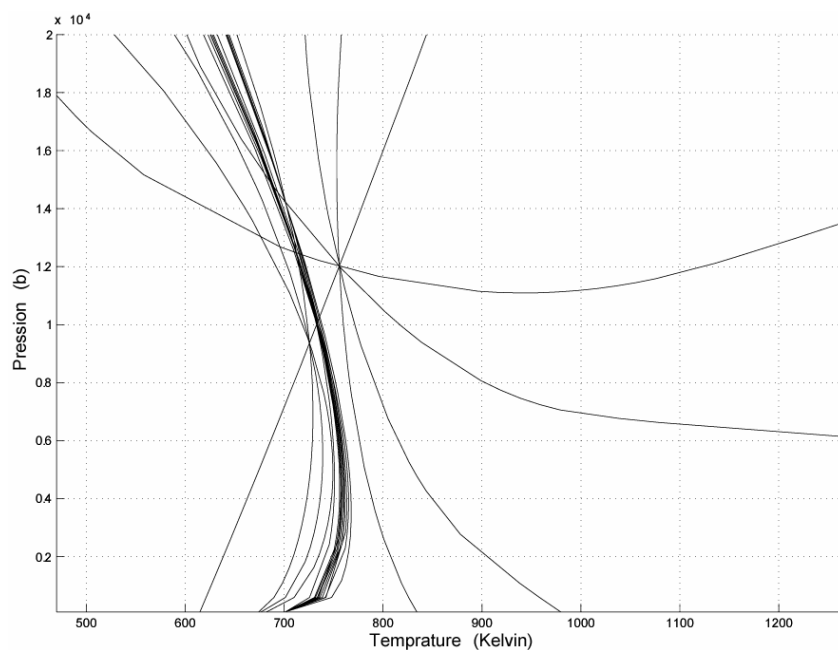


Figure 4.17a. Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur les couples gt-chl. Haut :: Chlorite 21 -Grenat et bas : Chlorite 2- Grenat



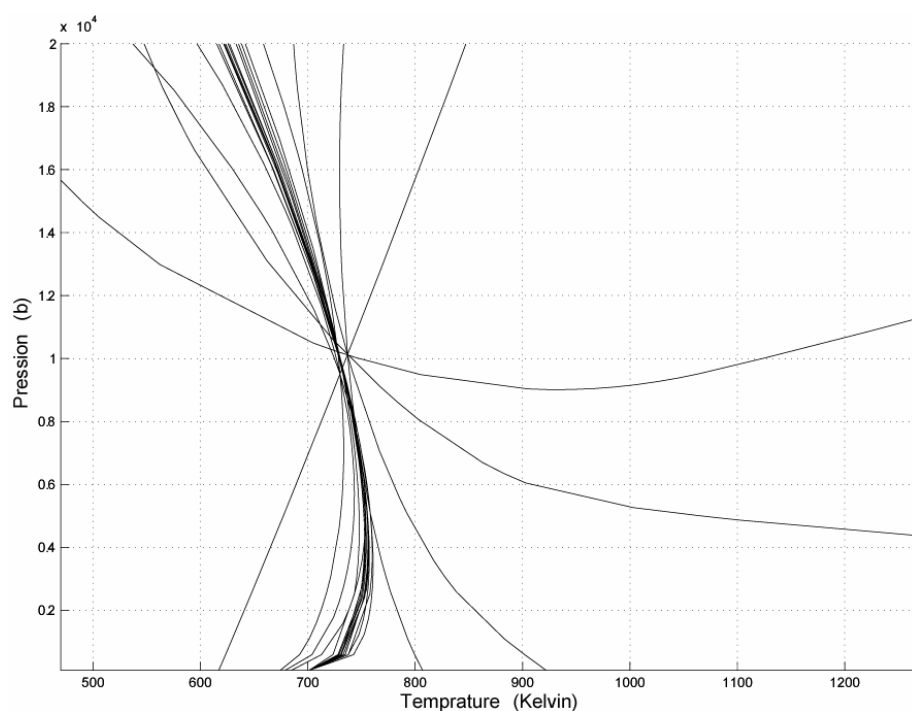
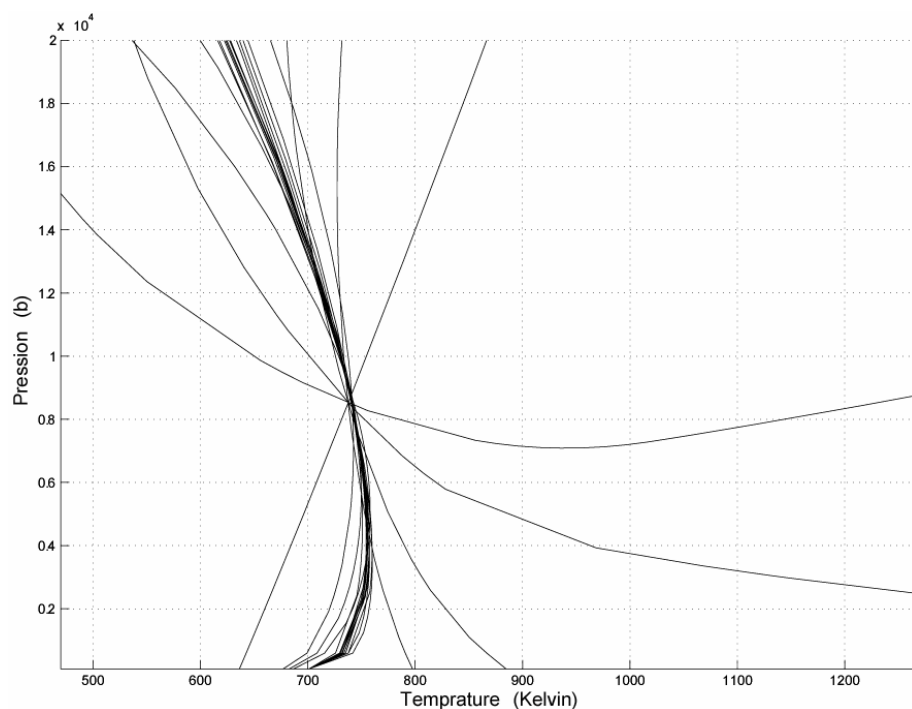


Figure 4.17b. Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur les couples gt-chl. **Haut** :: Chlorite 11 -Grenat et **bas** : Chlorite 4- Grenat

Ci-dessous le tableau résumant ces résultats.

Chlorite	Pression (b)	Température (°C)	dG (kJ)
chl 21	8667	467	1,9
chl 2	8748	468	13,7
chl 11	9724	460	4,2
chl 4	10 170	459	17,3

Table 4.2. Résultats du couple Chl 21, 2, 11, et 4 – Grt en équilibre

On obtient donc, comme conditions de cristallisation des couples grenat – chlorites, une pression d'environ **9kb** pour une température d'environ **460°C**.

Equilibre pour la métapélite 04SJ6

- Couple Chloritoïdes - Phengites

On a trouvé six couples de chloritoïdes – phengites en équilibre, avec un dG (Kj) < 5. (Les données sont disponibles dans l'annexe 4.2 tables 3 et 4, figs 4.18a-4.18d)

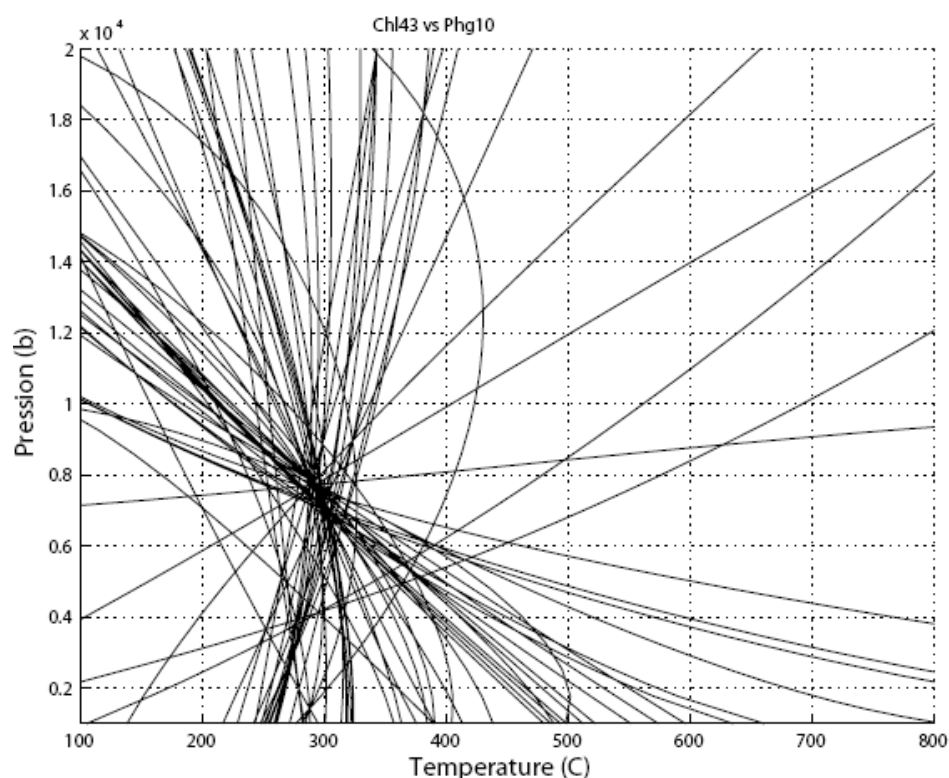


Figure 4.18a. Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur les couples en haut : chl 43 - phg 10 en bas (page suivante) : chl 43 - phg 2.

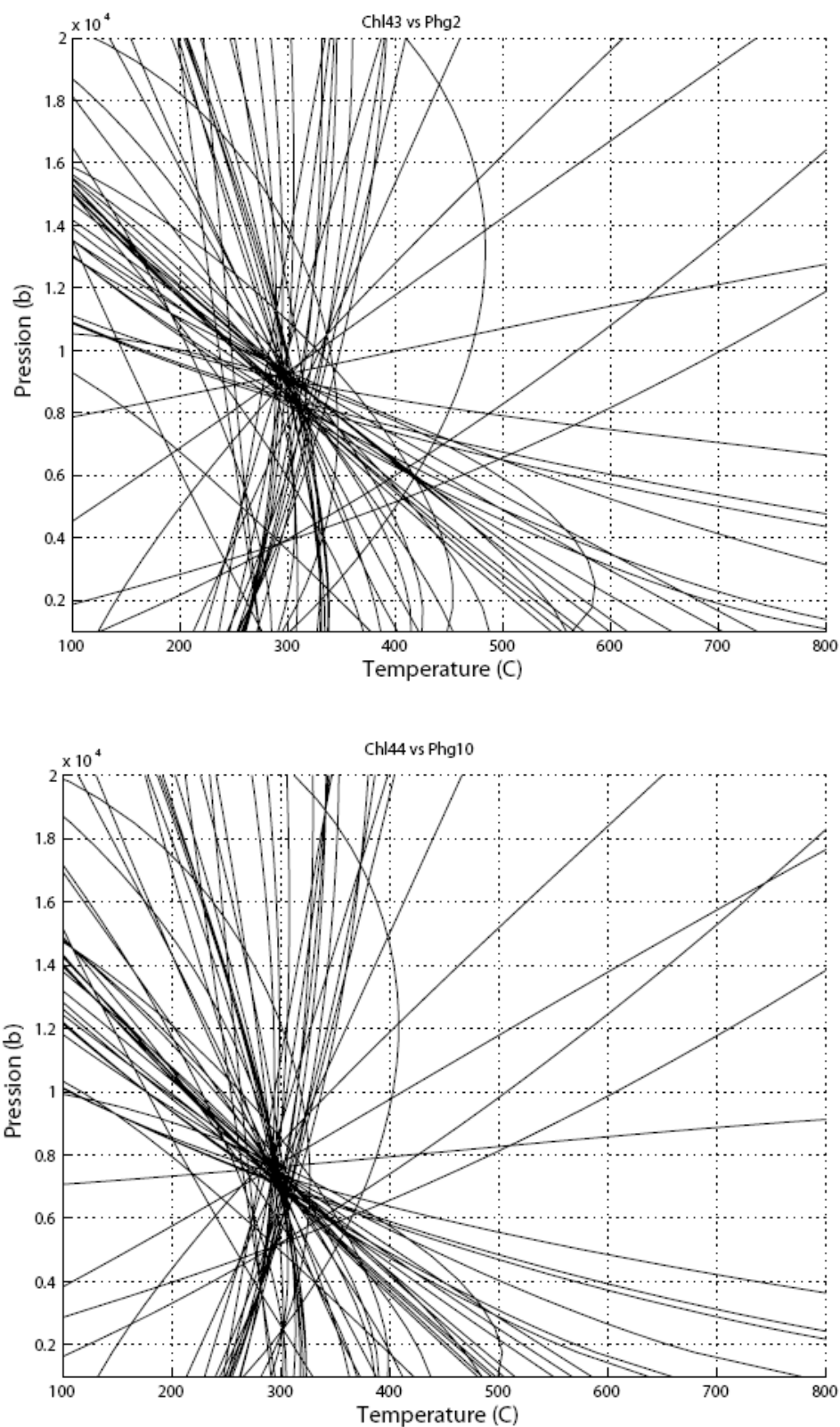


Figure 4.18b. Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur les couples chl44 - phg10.

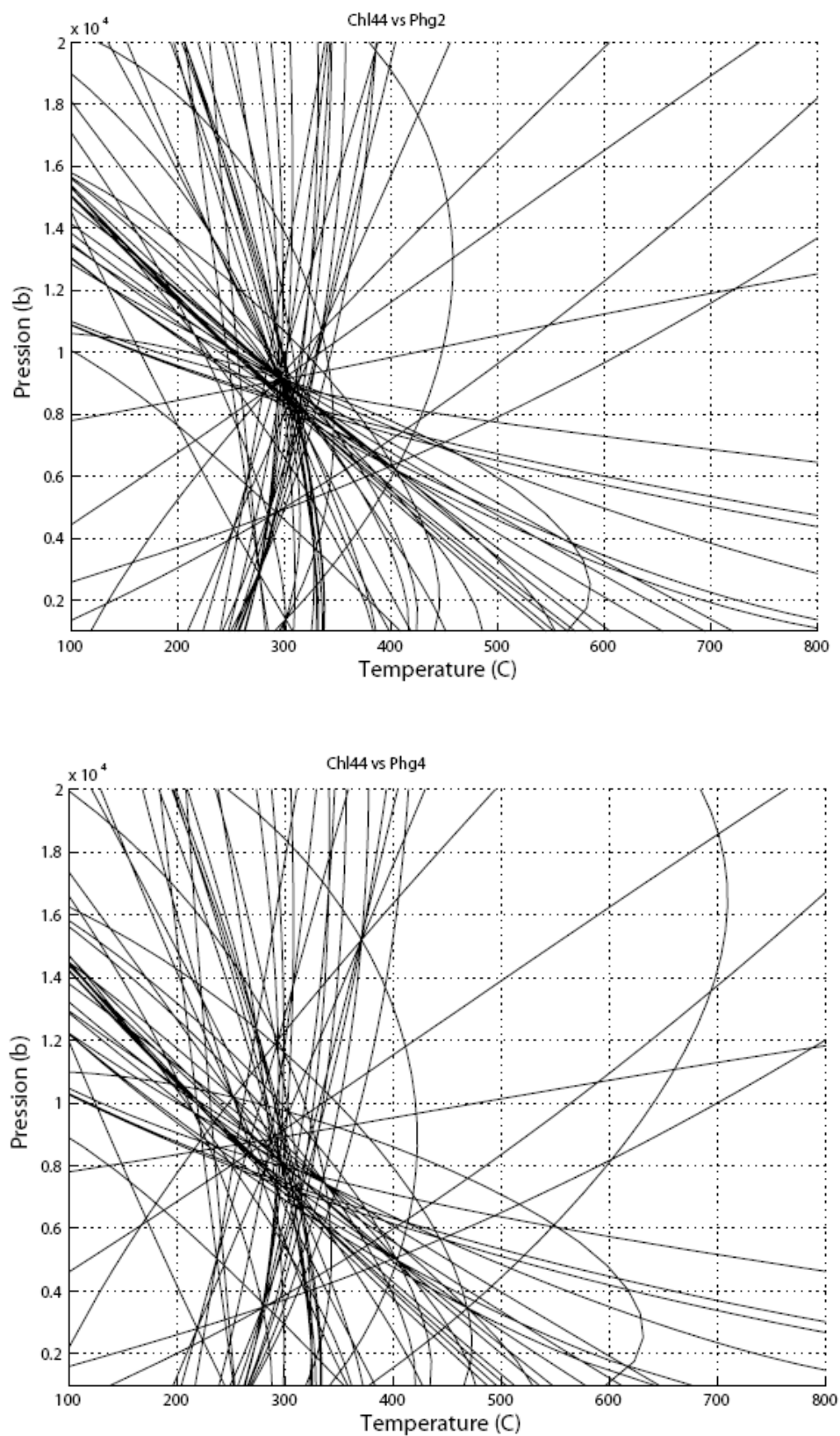


Figure 4.18c. Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur les couples
en haut : chl 44 - phg 2 en bas : chl 44 - phg 4.

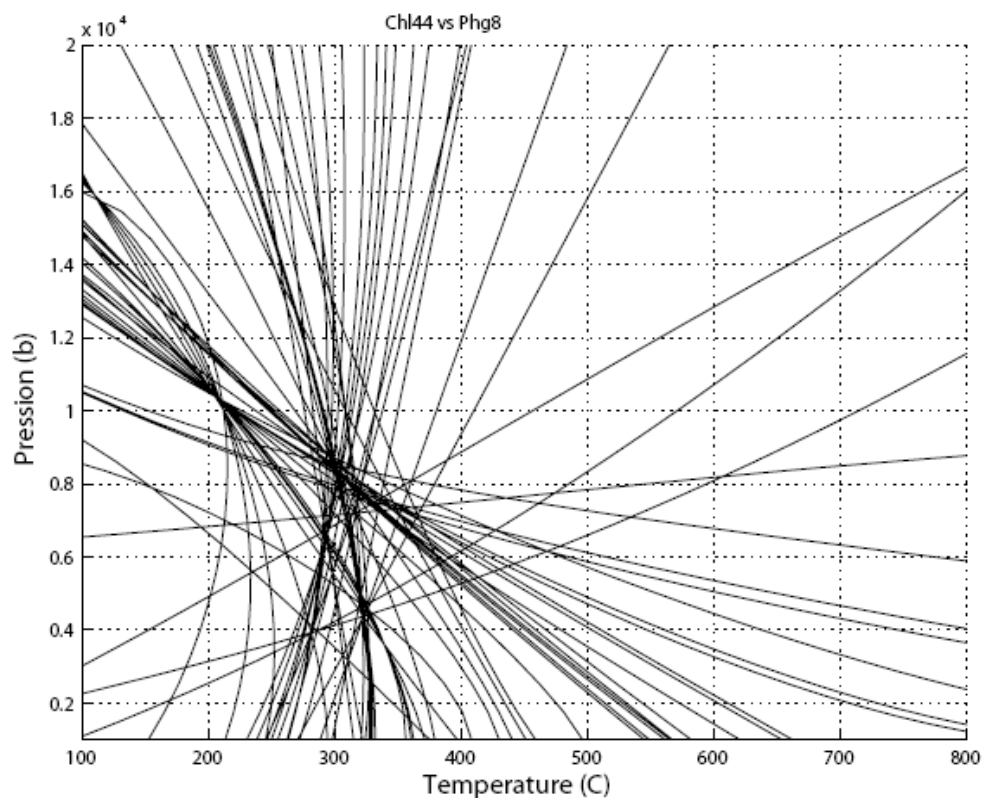


Figure 4.18d. Résultats obtenus par la méthode des multi-équilibres sur la couple chl 44 - phg 8.

On obtient ainsi :

Chloritoïde-phengite	Pression (b)	Température (°C)	dG (kJ)
chl 43- phg 10	7900	300	5
Chl 43- phg 2	9000	300	5
chl 44- phg 10	7900	300	5
Chl 44- phg 2	9000	300	5
Chl 44- phg 4	7900	280	5
Chl 44- phg 8	7900	310	5

Table 4.3. Résultats des couples Chlt – phg en équilibre

Les conditions de cristallisation des couples chloritoïdes – phengites est d'une pression d'environ **7.9-9kb** pour une température d'environ **300°C**.

4.4 Datations

Les datations ont été faite par Patrick MONIE de l'université de Montpellier II. La méthode utilisé est $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$. Cette méthode est expliqué en détaille dans les chapitre II, section 2.5.

4.4.1 Les métapélites

L'irradiation est faite sur les phengites et on obtient :

Step	40/39	38/39	37/39	36/39 (E-3)	F39Ar released	%40*	40*/39K	Age Ma	+ 1s.d. Ma
J= 0.008864									
1	3,61	0,02	0,00	2,16	14,91	81,71	2,95	46,52	0,67
2	3,11	0,01	0,02	0,00	23,96	99,36	3,09	48,81	0,27
3	3,56	0,01	0,01	1,86	36,76	84,03	2,99	47,20	0,97
4	3,78	0,01	0,00	0,00	48,07	99,47	3,76	59,11	0,35
5	3,71	0,01	0,00	0,26	88,69	97,42	3,61	56,90	0,40
6	3,77	0,01	0,00	0,00	100,00	99,32	3,71	59,01	0,31

Total age :
53.9 +/- 0.6

Table 4.4. Paliers d'irradiations de phengites pour les datations

J = constante correspondant aux caractéristiques de l'irradiation de l'échantillon, à savoir la durée et le nombre de neutrons reçus.

La métapélite 04SJ1 a un âge moyen de **53.9 +/- 0.6 Ma** (Fig. 4.19).

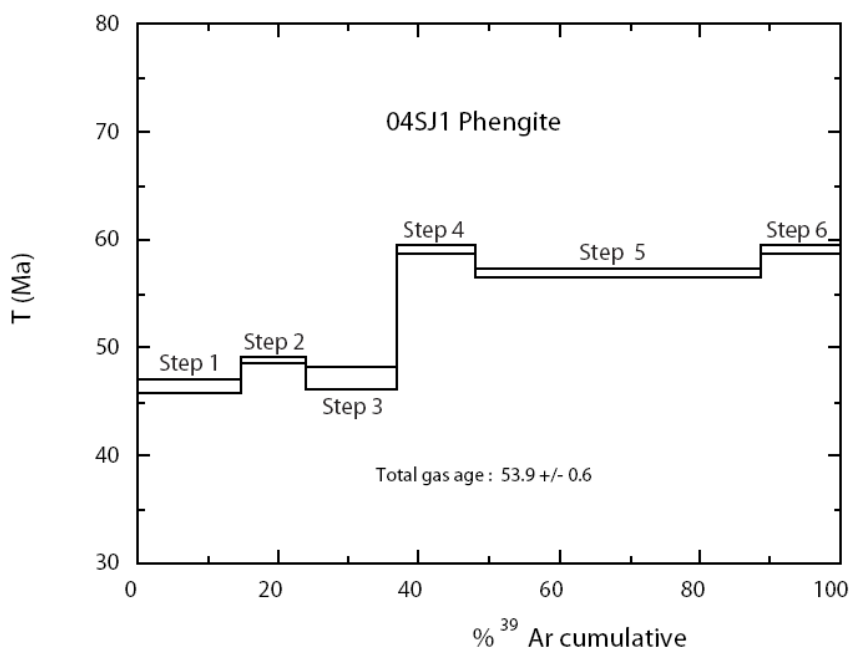


Figure 4.19. Représentation graphique des pas pour les irradiations de phengite sur 04SJ1.

La figure 4.19, montre deux plateaux d'âge. Il semblerait donc, possible que cette métapélite a eu deux épisodes de fermeture de la phengite (T° de fermeture de la muscovite 450°), un à 58 Ma et

l'autre à 48 Ma, qui pourraient correspondre à deux épisodes tectonique différents. Ce qui est cohérent avec les deux foliations différentes retrouvées sur la lame mince.

4.4.2 Les metabasites

Des datations d'Ar-Ar ont été prévues pour les metabasites 04GU12 et 04SQ3, mais malheureusement la machine a subi une panne immobilisant le laboratoire de Montpellier durant plusieurs mois, puis les amphiboles se sont révélées sur la limite de détection du K. Une nouvelle irradiation est prévue dans les prochains mois, mais les éventuelles résultats ne seront disponibles qu'à l'automne 2007.

4.5 Discussion et conclusions

4.5.1 Roches métamorphiques en Equateur

Sur l'ensemble du territoire équatorien, les roches métamorphiques affleurent principalement dans la « Cordillera Real » et au sud-ouest du pays (Fig. 1.14). Les roches précambriennes et paléozoïques de la « Cordillera Real », généralement équilibrées dans le faciès schistes verts et amphibolites, représentent le substratum métamorphique d'Equateur (Feininger, 1982). Au sud-ouest, les roches métamorphiques sont représentées par le Groupe Raspas, formé de metabasites, parfois équilibrés en conditions de haute pression (schistes bleus, éclogites, amphibolites à grenat) et de métapélites, sous-plaquées au Trias supérieur et Crétacé inférieur sous la zone d'avant-arc de la marge andine (Feininger 1982 ; Arculus et al., 1999 ; Bosch et al., 2002 ; Gabriele et al., 2003)..

Nos metabasites, issues exclusivement de terrains océaniques crétacés (chapitre III), diffèrent des roches de la Cordillère Real, beaucoup plus anciennes (743-210 Ma ; Feininger, 1982), qui sont de plus associées à des roches continentales comme des roches quartzitiques et argileuses. De plus, nos metabasites proviennent de la partie Est de la cordillère Occidentale, et non de la Cordillera Real. Enfin, Feininger et Seguin (1983) montrent que l'anomalie de Bouguer dans l'ouest d'Equateur est très forte (+162 mgal), ce qui suggère que la croûte y est de nature océanique avec une épaisseur de plus de 50 km. Ceci est cohérent avec la nature purement océanique de nos metabasites et de leur protolithe. Les metabasites étudiées dans ce chapitre correspondent donc bien aux roches des terrains océaniques accrétés au Crétacé et/ou Paléogène à la marge W d'Equateur et non à la marge andine. Ces metabasites pourraient donc être utilisées pour tracer le chemin P-T-t de la racine des Andes en Equateur.

Les métapélites du Groupe Raspas sont pétrographiquement, minéralogiquement et géochimiquement similaires aux métapélites étudiées dans ce chapitre. Ces dernières montrent un métamorphisme de haute pression et basse température, comparables à celles du Groupe Raspas. Ces paramètres pourraient laisser penser que nos métapélites feraient partie du Groupe Raspas, mais deux éléments nous montrent que ce n'est pas le cas :

1. Le Groupe Raspas est limité au sud-ouest de l'Equateur, alors que nos métapélites sont localisées au Nord de la Cordillère Occidentale.

2. Les métapélites du Groupe Raspas sont datées à 132 ± 5 Ma par la méthode K-Ar (Feinenger, 1982) alors que la métapélite 04SJ1 est datée à 53.9 ± 0.6 Ma par la méthode Ar-Ar.

Cependant, les métapélites de Raspas et de San Juan pourraient avoir été formées dans le même type de contexte géodynamique. Les métapélites de Raspas sont associées à un plateau océanique accréte et sous plaqué à la partie SW d'Equateur (Gabriele, 2002), probablement à la suite d'un changement de direction de la subduction au Jurassique terminal (Jaillard et al., 1990). Les sédiments présents dans le prisme d'accrétion sont alors entraînés en subduction et métamorphisés en faciès HP-BT, puis exhumés entre ≈ 130 et 60 Ma (Gabriele, 2002).

L'histoire de nos métapélites débute aussi par l'accrétion et le sous-placage du Plateau Guaranda à la marge équatorienne vers 68 Ma. Les sédiments présents dans la fosse de subduction auraient été entraînés en subduction et métamorphisés en faciès de HP-BT, avant d'être exhumés grâce au jeu en transpression de la suture à l'Eocène inférieur (Hughes et Pilatasig, 2002).

4.5.2 Histoire thermique possible des roches métamorphiques en Equateur.

En Equateur, les affleurements de roches métamorphiques sont extrêmement rares. Des schistes, quartzites et orthogneiss d'âge Paléozoïque inférieur sont localisés dans la Cordillera Real. Un autre affleurement de roches métamorphiques est représenté par le Complexe Raspas (métamorphisme triasique à Crétacé inférieur) du SW de l'Equateur. Nos écaïlles de la Cordillère occidentale (04SQ3 et 04GU12), exhumées par transpression dans la structure en fleur ou le long de sutures sont le troisième type d'affleurement de roches métamorphiques d'Equateur. Ces derniers échantillons présentent un spectre d'éléments traces (chapitre III) semblable à celui des basaltes des terrains océaniques (plateau et arc insulaire).

Quatre principaux événements géodynamiques peuvent être la cause du métamorphisme de ces roches : (1) la formation du plateau océanique (≈ 92 -85 Ma), (2) le réchauffement en profondeur provoqué par la mise en place d'un arc insulaire sur ce plateau (≈ 80 -70 Ma), (3) l'accrétion du plateau (≈ 68 -65 Ma), et enfin (4) le réchauffement par la mise en place de l'arc magmatique après 40 Ma (et encore actif de nos jours), éventuellement facilité par l'advection de magma ou des fluides dans la zone de cisaillement. A chaque événement il peut y avoir réouverture partielle ou totale du système d'équilibre. En admettant que l'on ait eu une remise à zéro complète du système lors de l'un de ces événements on peut supposer que l'âge apparent mesuré correspondrait à l'un de ces événements.

On n'a pas pris en compte l'histoire du plateau de San Juan. C'est seulement dans le cas où il y aurait des complications tectoniques en profondeur que les échantillons pourraient appartenir à ce plateau. L'histoire thermique serait semblable à celle de plateau Guaranda mais avec des âges différents : 1. ≈ 120 Ma pour la formation du plateau, 2. ≈ 120 à 75 Ma pour la mise en place d'un

éventuel arc insulaire (bien qu'on n'en ai trouvé aucune trace jusqu'à présent) et 3. \approx 75 Ma pour son accréation.

- Cas où l'âge de nos metabasites est voisin de 90 Ma

\approx 90 Ma correspond à l'âge de la formation du plateau océanique Guaranda (Sinton et al., 1998). Un plateau océanique se forme par la remontée d'un panache chaud sous une lithosphère océanique Kerr et al., 2002 ; Mamberti et al., 2003). Les basaltes à la surface sont refroidis rapidement, par contre les couches plus profondes (gabbroïque) restent à des températures élevées pendant des millions d'années. L'eau de mer circule de façon convective jusqu'à des profondeurs d'environ 6 km, et des déformations sont également possibles. On peut donc s'attendre à un métamorphisme de haute température pour des pressions variables mais relativement faibles, en effet un plateau océanique peut faire 40 km d'épaisseur, les pressions à sa base atteignant alors 12 kb. Par conséquent les gabbros vont pouvoir recrystalliser dans le faciès des amphibolites d'haut degré et des granulites.

On obtiendra un âge de 90 Ma, si la roche n'a pas subi aucune réouverture du système après la formation du plateau, et n'aura donc pas été réchauffée ultérieurement ni par la mise en place d'un arc insulaire entre 80 et 70 Ma, ni par celle de l'arc magmatique actuel. Une telle roche ne proviendrait donc pas des parties les plus profondes de la racine crustale actuelle.

- Cas où l'âge obtenu est compris entre 90 et 68 Ma

Le plateau de Guaranda s'étant accréé vers 68 Ma contre la marge équatorienne (Jaillard et al., 2004), la subduction paléo-pacifique se faisait auparavant sous ce plateau. Un arc insulaire a pu se mettre en place sur le plateau de Guaranda, comme c'est le cas des arcs Naranjal ou Macuchi. La formation de magma et sa remontée impliquant une remontée des isothermes en arrière de la zone de subduction (Spear, 1995), on peut s'attendre, à nouveau, à un métamorphisme de haute température (faciès amphibolites – granulites) en base de croûte à cette époque.

Les analyses chimiques et pétrographiques montrent que l'échantillon 04GU12 pourrait appartenir à un arc insulaire du Crétacé supérieur. Auquel cas, les âges les plus vieux possibles correspondraient à sa mise en place entre 90 et 68 Ma. La préservation d'un tel âge, signifierait là aussi que cette roche n'ait pas été sous-plaquée assez profondément pour subir le réchauffement lié à l'activité de l'arc magmatique actuel.

- Cas où l'âge obtenu est voisin de 68 Ma

Cet âge correspond à l'accréation du plateau de Guaranda. Comme expliqué précédemment, l'accréation et le sous-placage du plateau seraient du au changement de direction de la subduction. Le sous plaquage le long de la zone de subduction suppose que l'enfouissement du matériel océanique soit plus rapide que son réchauffement par conduction, et soit donc associé à un métamorphisme de haute pression et basse température (HP-BT) typique des zones de subduction. C'est ainsi que le plateau océanique peut être métamorphisé dans des faciès schistes bleus à éclogites, avec

cristallisation de phases à grenats. La formation de grenat est nécessaire à l'origine des adakites, puisque ces roches se forment par fusion partielle d'amphibolites à grenat ou d'éclogites.

- Cas d'un âge récent (< 40 Ma)

Le métamorphisme récent peut correspondre à : (1) La mise en place de l'arc magmatique à partir de l'Eocène terminal – Oligocène inférieur : comme pour la mise en place d'un arc insulaire les roches subiront un métamorphisme de haute température. Le jeu des failles responsables de l'exhumation des metabasites, peut augmenter la cinétique des réactions, et les failles facilitent ces transferts de chaleur. Ces deux phénomènes géologiques peuvent être par ailleurs la cause d'une remise à zéro du système minéral, effaçant toute trace des événements antérieurs

4.5.3 Chemin P-T des metabasites et métapélites

Les conditions P-T du métamorphisme montre que les métapélites et les metabasites ont enregistré des histoires termo-barométriques très différentes. Alors que les metabasites 04GU12, 04SQ12 et 04SQ3 sont marquées par un gradient métamorphique BP – HT, les métapélites 04SJ1 et 04SJ6 enregistrent un métamorphisme HP – BT.

L'ensemble des résultats est reporté dans le diagramme P-T (Fig. 4.20). On a deux unités avec des histoires métamorphiques contrastées, les metabasites de HT-BP et les métapélites HP-BT.

Chemin P-T de metabasites

Les compositions chimiques des minéraux ; la texture des roches (de haute température) sont compatibles avec une déformation de haute température (Passchier et Trouw, 2005). Ces résultats sont à rapprocher de ceux obtenus précédemment sur des amphibolites et une granulite par Beaudon et al. (2005). Les résultats indiquent des températures d'équilibre situées entre 800 et 850°C pour des pressions inférieures à 6-9 kb. Ce métamorphisme souligne un fort gradient thermique ($\approx 40^\circ/\text{km}$) (Fig. 4.20).

A quel événement métamorphique peut on attribuer l'augmentation de ce gradient ?

Les analyses chimiques et pétrographiques montrent que le protolithe des amphibolites 04SQ3 et 04SQ12, sont de plateaux océanique. Ces suppositions coïncident avec les âges trouvés de la formation du plateau Caraïbe pour Vallejo et al., (2006), 87.1 ± 1.66 Ma. La formation de ces roches pourraient correspondre à la formation du plateaux Guaranda à 90 Ma. La préservation d'un tel âge, signifie que les roches ont échauffé au réchauffement par l'arc magmatique actuel du à l'augmentation des isothermes. Boudon et al., 2005 concluent que les roches de la racine orogénique ont subi un réchauffement dû à la mis en place de l'arc magmatique installé à la fin de l'Eocène. Cette discussion reste ouverte jusqu'au moment on aurait les âges des metabasites pour vérifier si le réchauffement est dû à la formation du plateau ou au réchauffement de l'arc magmatique actuel.

Chemin P-T de métapélites

L'étude pétrographique et chimique montre que les roches ont subi un métamorphisme de haute pression et basse température.

L'échantillon 04SJ1 comporte du grenat. Le grenat est de composition manganésifère (pôle spessartine). Ces grenats ont la particularité de cristalliser à basse température dans le faciès des schistes verts. De plus, on a pu observer des épidotes montrant des textures saccharoïdes, typiques elles aussi d'un métamorphisme de HP-BT.

D'après la teneur en silice des phengites en 04SJ1 et pour une température d'environ 380°C, on obtient des pressions de 5.5 kb. Cette roche tombe bien dans le champ des faciès des schistes verts. Pour les chloritoïdes et phengites de 04SJ6, les températures sont 300°C pour des pressions de < 8 Kb. En effet cette roche, montre des pressions encore plus hautes que la précédente et elle correspond à un faciès de schistes bleus.

Les équilibres obtenus par la méthode des équilibres multiples se trouvent dans le champ du faciès des schistes verts - faciès schistes bleus (Fig. 4.20).

L'étude des couples de minéraux (04SJ1 : grt – chl et phg – chl ; 04SJ6 : phg-clht), nous a permis d'obtenir un trajet retrograde P-T, approximatif pour les échantillons. L'ensemble des données, prouve un métamorphisme de HP-BT, correspondant à une roche en cours de subduction. La datation Ar/Ar sur la phengite de 04SJ1, nous permet de localiser cette roche sur deux événements géodynamiques. Le premier à une age de 58 Ma au Paléocène supérieur, pourrait correspondre à l'accrétion du Plateau Piñón; le deuxième à une age de 48 Ma au Eocène inférieur, correspondra à l'activation de décrochement dextres au niveau de Quito (Hugues et Pilatasig, 2002), mais aussi à la création du bassin d'avant arc Ancón (Jaillard et al., 1995). Ces deux âges montrent que le système n'est pas resté fermé, la recristallisation des minéraux dans la roche par exemple et les deux directions de schistosité, montrent que la roche a subi au moins deux épisodes tectoniques. C'est l'âge de 58 Ma, l'accrétion du plateau, qui permettra de former le faciès de HP-BT.

4.5.4 Peut-on faire fondre la racine crustale des Andes ?

Toutes ces roches appartiennent à la racine des Andes en Equateur et une partie d'entre elles montre des gradients anormalement chauds pour une zone de subduction. Mais malgré ces résultats, notre étude n'est pas suffisamment concluante pour déterminer si la racine crustale des Andes peut fondre. Des analyses supplémentaires sont nécessaires : datations, plus d'échantillonnage, étude des xénolites comme ceux trouvés au SW de Colombie, e.t.c. On peut se poser également la question de la géométrie de la fusion du chemin des magmas : est une géométrie local ou généralisée ? Quelles seraient les limites de l'anomalie en température ?

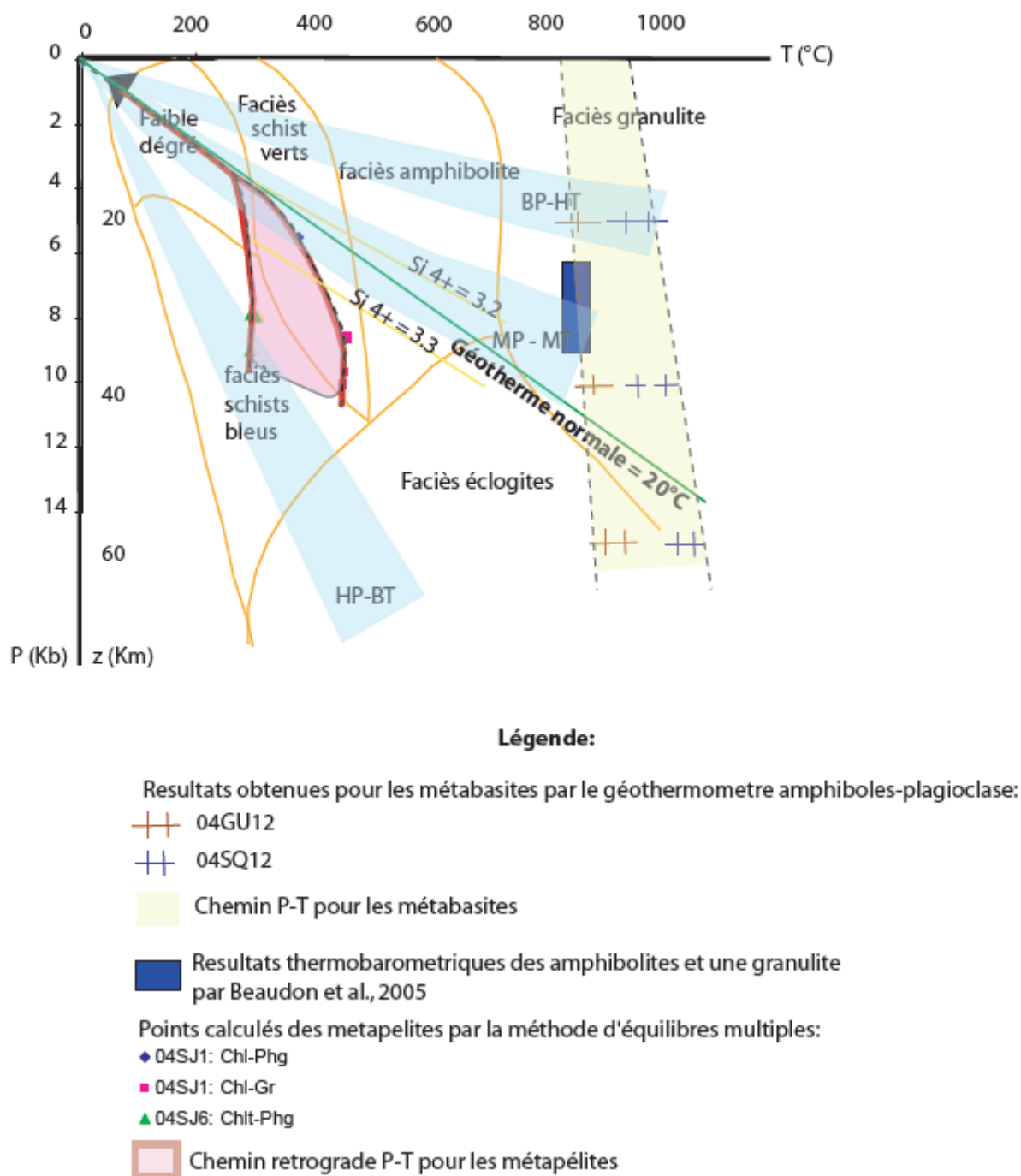


Figure 4.20. Histoire Pression – Température pour les metabasites et métapelites. Les résultats de nos metabasites sont comparables aux résultats de Beaudon et al., 2005

CHAPITRE V :

PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES INTRUSIFS MIOCÈNES À RÉCENTS DE LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE



5.1 Introduction

Rappelons que, contrairement aux Andes centrales, les Andes septentrionales et donc de l'Équateur comprennent des terrains océaniques, accrétés successivement à la marge andine entre le Crétacé et le Paléocène, et sous-plaqués en profondeur. Ces terrains océaniques présentent un pendage de 25 à 35° vers l'est et constituent donc la racine crustale, épaisse de 50 à 70 km (Guillier et al, 2001), qui supporte le relief actuel de la Cordillère Occidentale d'Equateur.

On admet classiquement que les adakites proviennent de la fusion partielle des basaltes de la croûte océanique ayant subi un métamorphisme dans un faciès à grenat (éclogite de HP-BT, ou amphibolite à grenat) (Defant et Drummont, 1990 ; Maury et al. 1996). La découverte d'adakites émises par les volcans actuels à récents d'Equateur (Monzier et al., 1997) nous a conduit à nous demander si ces laves particulières ne provenaient pas de la fusion partielle en profondeur du matériel océanique accrété et sous-plaqué, à la faveur du fort gradient thermique induit par le fonctionnement de l'arc magmatique à partir de l'Oligocène.

Les adakites miocènes à récentes d'Équateur ont été étudiées par différents auteurs. Kilian et al. (1995), en analysant les adakites pléistocènes du volcan Chimborazo et de ses satellites, ont proposé les premiers que ces adakites dérivait de la fusion partielle des terrains océaniques accrétés. En revanche, Monzier et al. (1999), Bourdon et al. (2003) qui ont étudié les adakites récentes d'Equateur, proposèrent un modèle de « *flat slab* », dans lequel la ride Carnegie entrée dans la zone de subduction, subduit horizontalement sous l'Equateur. En effet, cette structure, surépaissie et anormalement chaude, provoquerait une subduction plane et serait ainsi maintenue dans des conditions pression -température favorables à sa propre fusion. Bourdon et al. (1999, 2002a, 2002b), d'après l'étude des adakites des volcans Pichincha, Antisana et Sumaco, proposent que les adakites doivent leur origine au métasomatisme du coin du manteau la plaque subduite s' horizontaliserait en profondeur (>300 km), permettant une augmentation thermique du coin mantellique. Le maintien de la lithosphère en cours de subduction dans les conditions de pression et de température compatibles avec la fusion de la croûte océanique, font que le coin du manteau asthénosphérique se métasomatise. Le métasomatisme du coin du manteau produira des fluides riches en Mg, par les péridotites du manteau, donc la genèse des adakites riches en Mg.

Pour Chiaradia et al. (2004) les laves de l'arc miocène à récent de la Cordillère Occidentale (LMR), sont formées à partir d'un régime de compression mis en place avant la subduction de la Ride Carnegie (≈ 8-10 Ma). Le domaine crustal était alors caractérisé par des structures d'unités crustales parallèles. Pendant la compression, la fermeture des contacts entre ces unités gêne la remontée du magma. Dans ces conditions, le magma a interagi en profondeur (> 40-50 Km) avec les niveaux inférieurs de la croûte inférieure, permettant l'assimilation de Pb et de Sr, et donnant la signature adakitique des LMR.

Nous pensons que les adakites miocènes à récentes d'Équateur pourraient être liées à la fusion partielle des parties profondes des terrains océaniques d'abord métamorphisés en faciès amphibolitique à grenat et/ou éclogitique lors de leur accrétion, sous-plaqués en profondeur lors des compressions paléogènes, puis réchauffés et métamorphisés en faciès de haute température lors du développement de l'arc magmatique sur la marge équatorienne à partir de l'Eocène terminal-Oligocène, au point de donner lieu à leur fusion partielle.

Le but de ce chapitre est donc de présenter les résultats de nos études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques de roches intrusives miocènes, échantillonnées dans la cordillère occidentale, afin de savoir si elles présentent les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des adakites, et si elles précèdent les adakites actuelles.

5.2. Contexte géologique des intrusifs miocènes à récents d'Equateur

L'accrétion des terrains à la marge andine a permis un surépaississement de la marge andine, et participe à la surrection du relief des Andes d'équateur (Jaillard et al., 2005). Dès l'Eocène terminal (≈ 38 Ma), la reprise de la subduction sous les terrains accrétés à la marge équatorienne, permet la mise en place d'un arc magmatique continental à partir de l'oligocène (Arc Saraguro ; McCourt et al., 1998 ; Hughes et al., 1998 ; Hungerbühler et al., 2002).

Au Miocène, un système transpressif, dû à l'obliquité de la subduction se met en place. Un réseau de failles subméridiennes, verticales et décrochantes-inverses se développe, générant une structure en fleur. Le jeu de ces structures permet l'exhumation des roches profondes (roches magmatiques et métamorphiques) au centre de la structure. La découverte de ces failles au cœur de la Cordillère Occidentale nous a donc permis d'échantillonner des parties de la racine crustale des Andes au niveau de l'arc magmatique oligocène à récent. Ces failles ont également facilité la remontée de magmas, et certains des corps intrusifs étudiés dans ce chapitre ont été échantillonnés dans ces mêmes failles. Ces roches intrusives, peu ou pas déformées, ont été décrites, échantillonnées et parfois datées, en plusieurs endroits de la cordillère occidentale (McCourt et al., 1998 ; Hughes et al., 1998), à l'aplomb de l'arc magmatique Oligocène-récent.

Nos échantillons ont été prélevés dans la Cordillère occidentale, dans deux zones distinctes: 1. à l'Est de Guaranda, au Sud et à l'Ouest du Volcan Chimborazo (04GUx) et 2. À l'ouest de Latacunga (04Ly). Le contexte géologique de chaque échantillon est décrit dans ce qui suit, et la localisation exacte des échantillons est donnée sur la figure 5.6.

04GU1 (Fig. 5.1) : Intrusion apparemment récente, qui recoupe un système de corps hypovolcaniques associés au Groupe Zumbagua (≈ 17 à 8 Ma, Miocène moyen à supérieur, McCourt et al. 1998). Localisation : Pied Ouest du Volcan Chimborazo, non loin du point le plus haut de la route Guaranda-Ambato.



Figure 5.1. Intrusif dioritique. Echantillon 04GU1

04GU2 : Intrusion appartenant à un système de corps hypovolcaniques associés au Groupe Zumbagua (≈ 17 à 8 Ma, Miocène moyen à supérieur, McCourt et al. 1998), et recoupé par l'intrusion 04GU1. Localisation : pied Ouest du Volcan Chimborazo, 3,2 km au SSW de 04GU1.

04GU3 : Intrusion superficielle, appartenant à un système de corps hypovolcaniques associés au Groupe Zumbagua (≈ 17 à 8 Ma, Miocène moyen à supérieur, McCourt et al. 1998), et recoupé par l'intrusion 04GU1. Localisation : pied Ouest du Volcan Chimborazo (Fig. 5.2), ≈ 6 km au SSW de 04GU1.

04GU5 : Petit corps intrusif dans le système de failles orientées N-S séparant le terrain Guaranda du « terrain » Macuchi. Ce système de failles affecte le Groupe Zumbagua (≈ 17 à 8 Ma, Miocène moyen à supérieur, McCourt et al. 1998) et déforme également l'intrusif 04GU5. En revanche, les failles n'affectent pas les coulées les plus anciennes du Volcan Chimborazo (Fig. 5.2) (~ 12.5 Ma, Kilian et al., 1995). Localisation : Est de Guaranda.



Figure 5.2. Volcan Chimborazo

04GU16A et 04GU16B : petites intrusions post-tectoniques (non déformées) injectées dans une des failles récentes qui réutilisent la suture séparant les plateaux San Juan et Guaranda. Ces failles orientées NNE décalent l'Oligocène et sont donc d'âge miocène *s.l.*. Elles sont recoupées par des failles orientées NE, qui décalent les volcanites de la Formation Cisarán (≈ 7 Ma, Miocène supérieur, McCourt et al. 1998). Localisation : crête au Nord de la route

Sicalpa-Santiago, au niveau du Cerro Paccha Paccha.

04GU18 et 04GU24 : petites intrusions post-tectonique (non déformée) injectée dans une des failles récentes qui réutilisent la suture séparant les plateaux San Juan et Guaranda. Ces failles orientées NNE décalent l'Oligocène et sont donc d'âge miocène *s.l.*. Elles sont recoupées par des failles orientées NE, qui décalent la Formation Cisarán (≈ 7 Ma, Miocène supérieur, McCourt et al. 1998). Localisation : bord de la route Sicalpa-Santiago, au Sud des intrusifs 04GU16A et 16B.

04L13 : Intrusif superficiel tonalitique situé le long de la route Latacunga-Quevedo, 1,5 km à l'Ouest de Zumbagua, associé au Groupe Zumbagua (Hughes et al. 1998), d'âge Miocène moyen à supérieur (≈ 17 à 8 Ma, McCourt et al. 1998). Ne semble pas associé à une faille importante. Se situe à proximité immédiate d'un point daté à $15,5 \pm 1,2$ Ma par traces de fission (Hughes et al. 1998), et non loin de l'intrusif tonalitique de Zumbagua, qui recoupe le Groupe Zumbagua, et est daté par Potassium-Argon à $6,3 \pm 0,7$ Ma (Hughes et al. 1998).

04L16 (Fig. 5.3) : Intrusif à structure colonnaire (prismes de refroidissement), peu déformé, situé à 1 km à l'Est de Zumbagua et formant les Cerros Cruzurcu et Tozán. Il ne paraît être lié à

aucune faille importante, et semble appartenir à la tonalite de Zumbagua, intrusive dans le Groupe Zumbagua, et datée par Potassium-Argon à $6,3 \pm 0,7$ Ma (Hughes et al. 1998).

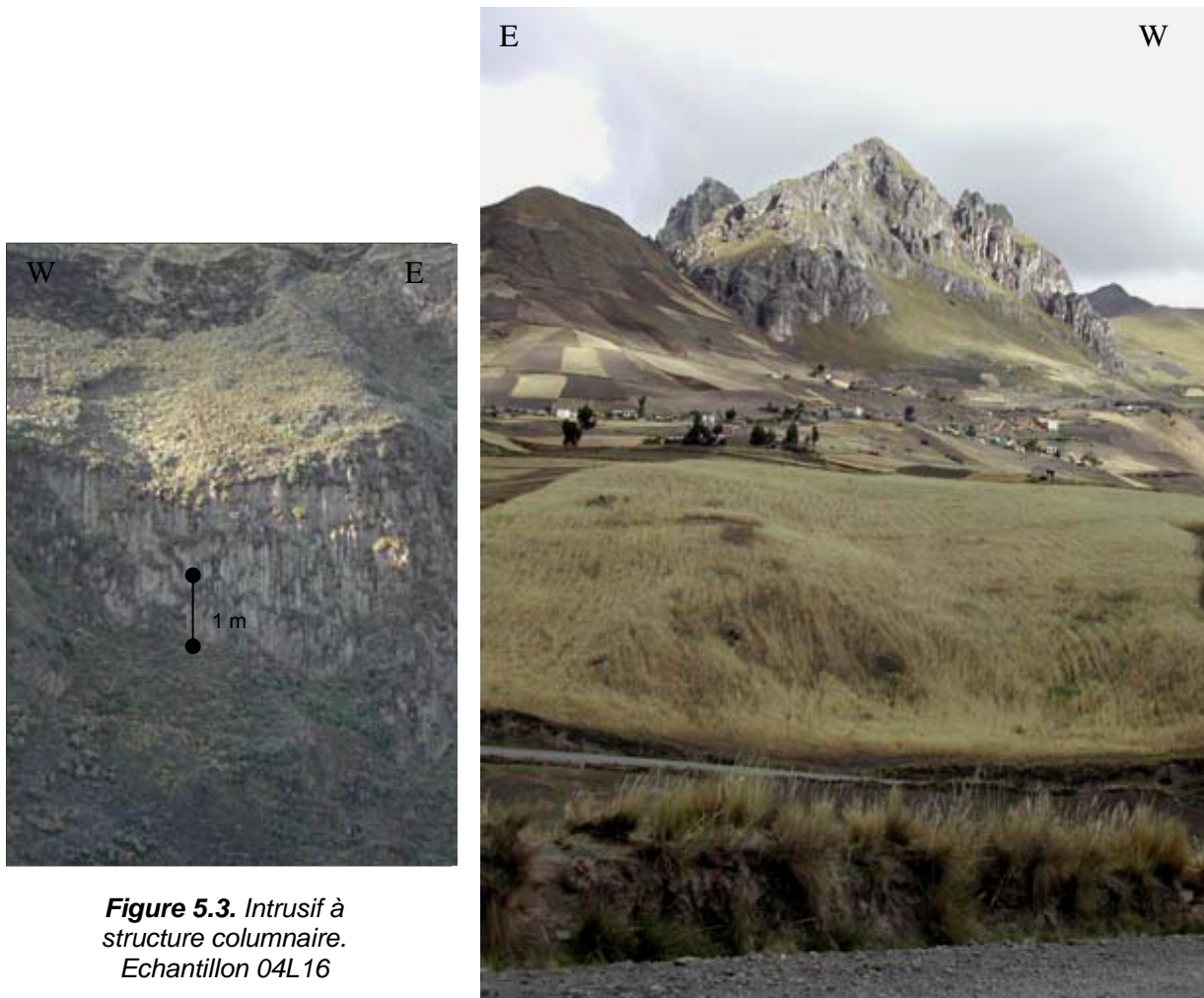


Figure 5.3. Intrusif à structure columnaire. Echantillon 04L 16

Intrusif de Zumbagua, l'échantillon provient d'une gorge traversée par la route, à gauche de cette photo.

04L17 : échantillon prélevé au pied SW de l'intrusif peu déformé formant le relief prononcé du Cerro Amina (Fig. 5.4), situé 6,5 km à l'ENE de Zumbagua, et 1 km à l'Est du hameau de Tigua Centro. Cette tonalite recoupe le Groupe Zumbagua (Hughes et al. 1998), d'âge Miocène moyen à supérieur (≈ 17 à 8 Ma, McCourt et al. 1998), et semble être associé à un réseau de failles N-S à NE-SW séparant les affleurements de basaltes, cherts et radiolarites du terrain Guaranda au NW, des accumulations volcaniques miocènes du Groupe Zumbagua au SE. La faille serait donc contemporaine de, ou postérieure au, groupe Zumbagua d'âge miocène moyen à supérieur (MccCourt et al. 1998).

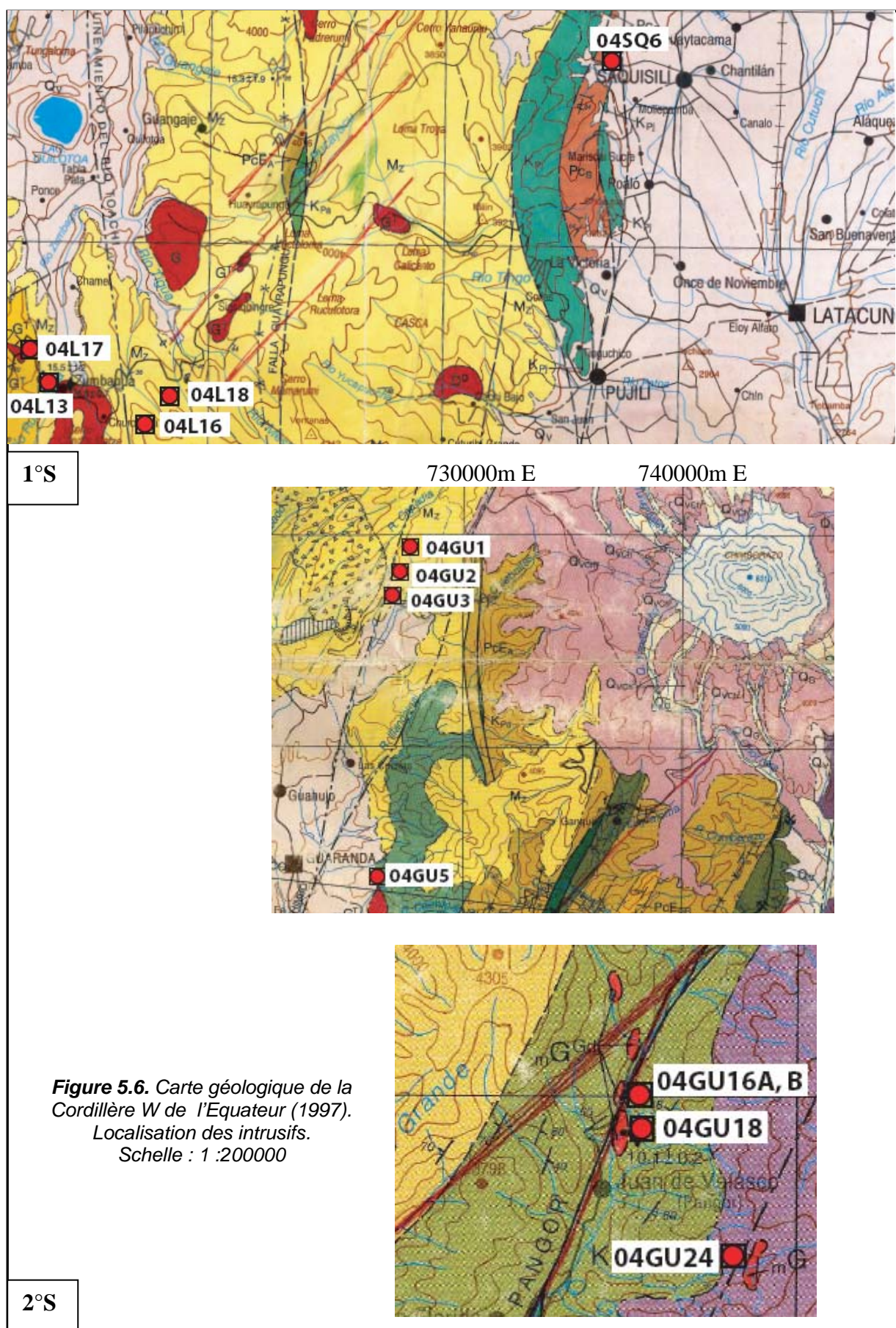


Figure 5.4. Cerro Amina, versant NNE. Echantillon 04L17

04L18 : (Fig. 5.5) ; Intrusif non déformé carté par Hughes et al. (1998), affleurant au Sud de la route Latacunga-Zumbagua, dans la Quebrada Chinchil. Cet intrusif semble être associé à une faille NE-SW séparant les basaltes, cherts et radiolarites du terrain Guaranda et sa couverture congolomératique éocène au NW, des accumulations volcaniques miocènes ou plus récentes du Groupe Zumbagua au SE. La faille serait donc contemporaine de, ou postérieure au, groupe Zumbagua d'âge Miocène moyen à supérieur (≈ 17 à 8 Ma, McCourt et al. 1998).



Figure 5.5. Intrusif non déformé. Echantillon 04L18



Enfin, alors que tous les autres ont été prélevés « *in-situ* », l'échantillon **04SQ6** est un bloc provenant de la zone de mélange Pujilí, qui borde à l'Est la structure en fleur de la Cordillère occidentale, au NNE de Latacunga. Le fait qu'il soit déformé nous indique qu'il a probablement été mis en place le long d'une faille encore active.

5.3 Description minéralogique, pétrologique, géochimique et isotopique

5.3.1 Pétrographie et minéralogie

Les intrusions échantillonnées sont des roches hypovolcaniques que l'on peut classer en trois grands faciès (classification basée sur le pourcentage des minéraux en lame mince): **1)** les microgabbros, **2)** les microdiorites et **3)** les dacites, auxquels on peut ajouter un faciès plutonique : **4)** une monzodiorite

Les microgabbros

Les microgabbros présentent deux faciès : l'un à clinopyroxènes et orthopyroxènes, quelquefois associés à des amphiboles, et l'autre marqué par la présence d'amphiboles et l'absence d'orthopyroxènes. Les deux faciès sont caractérisés par une texture microgrenue hypocristalline inéquigranulaire.

Microgabbros à cpx et opx, représenté par les échantillons 04GU2 (Fig. 5.7a), 04GU3 (Fig. 5.7b) et 04L18 (Fig. 5.7c) renferme de nombreux clinopyroxènes et quelques orthopyroxènes un peu altérés ainsi que de nombreux plagioclases, très bien préservés. Ces échantillons possèdent des agrégats gloméroporphyriques formés de plagioclases (04GU2, 04GU3) ou de clinopyroxènes seuls (04GU2). Les phénocristaux sont plus gros et plus abondants dans 04GU2. Seule 04L18 possède une texture fluidale marquée par les plagioclases dans la mésostase.

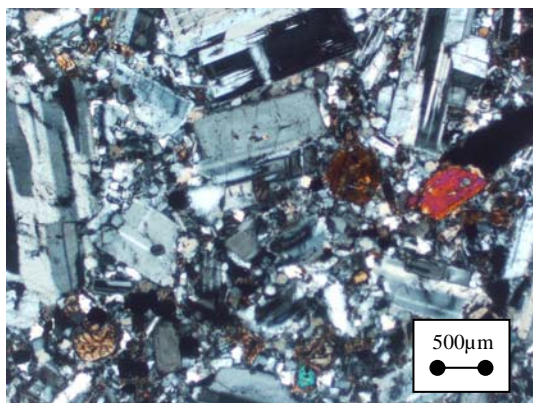


Figure 5.7a. Microgabbro à cpx-opx, 04GU2. Plagioclases et Clinopyroxènes

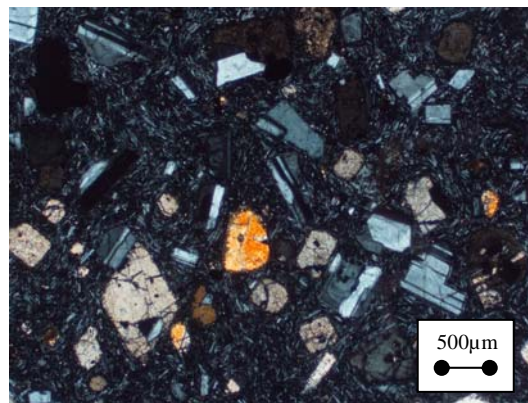


Figure 5.7b. Microgabbro à cpx-opx, 04GU3. Plagioclases et clinopyroxènes

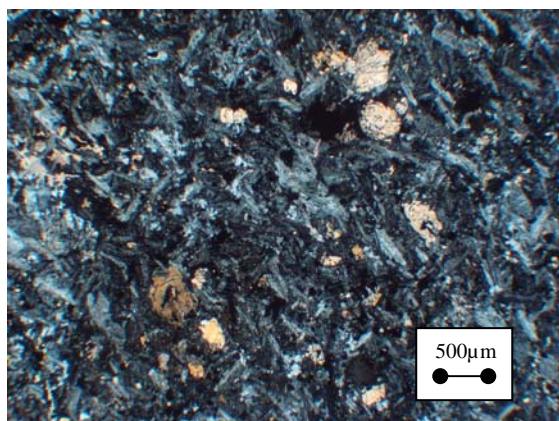


Figure 5.7c. Microgabbro à cpx-opx, 04L18.
Plagioclases en texture fluidale

Microgabbros à amphibole, l'échantillon 04L16 (Fig. 5.8a) est composé en grand partie (70 %) de phénocristaux de 1-2 mm de plagioclase zoné peu altéré, et des clinopyroxènes (15 %) dont le diamètre peut atteindre 1 mm. Ces clinopyroxènes se présentent seuls ou en agrégats glomérophyriques. Des amphiboles brunes mal préservées font également partie des phénocristaux en proportion plus discrète (5 %). La mésostase (10 % de la roche totale) consiste en baguettes de plagioclase, en cristaux de clinopyroxènes et en oxydes, seuls ou en agrégats.

L'échantillon 04L17 (Fig. 5.8b) possède des amphiboles brunes préservées, très nettement pléochroïques et entourées d'une bordure d'oxydes de fer qui peut représenter le début d'une déstabilisation. Les plagioclases fortement zonés sont aussi bien conservés. Localement, les cristaux de clinopyroxènes forment une couronne autour d'une association de petits cristaux de plagioclases, accompagnés parfois d'amphibole brune. Si on observe le pourcentage des éléments majeurs dans la roche (tableaux 5.2), on remarque que celle-ci a un pourcentage de MgO très haut (22%) et un pourcentage de Al_2O_3 très faible (3%) par rapport aux autres microgabbros. En effet, cet échantillon ne correspond pas à une lave, mais sûrement à un cumulat de ferromagnésien.

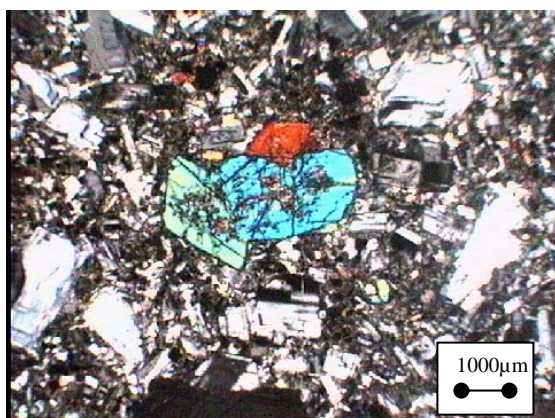


Figure 5.8a. Microgabbro à amphibole, 04L16. Plagioclases, clinopyroxènes et quelques amphiboles

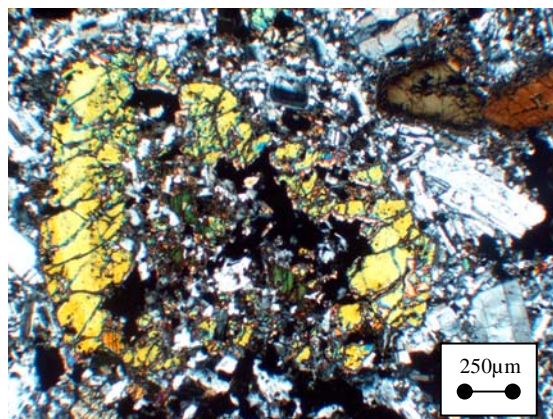


Figure 5.8b. Microgabbro à amphibole, 04L17. Plagioclases, clinopyroxènes et amphiboles brunes altérés

L'échantillon 04GU5 (Fig. 5.8c) diffère du précédent par une plus grande abondance de clinopyroxènes et par la présence d'amphibole verte à texture symplectique. Quelques clinopyroxènes présentent des golfes de corrosion qui sont liés soit à une cristallisation rapide soit à une refusion.

Mais on remarque que les plagioclases n'ont pas fini leur cristallisation ce qui confirme l'hypothèse d'une cristallisation rapide des minéraux dans cette roche.

Figure 5.8c. Microgabbro à amphibole, 04GU5.
Plagioclases,
clinopyroxènes et
amphiboles verts

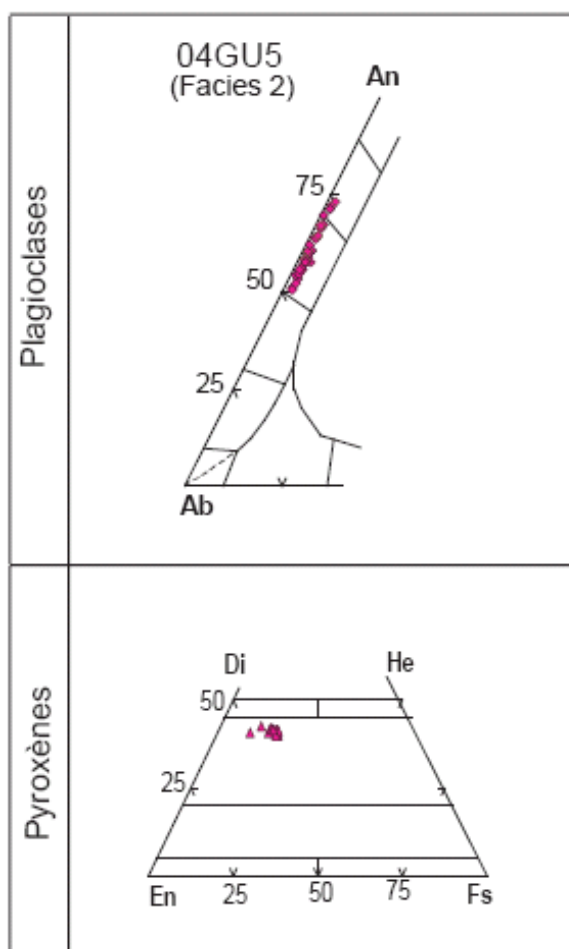
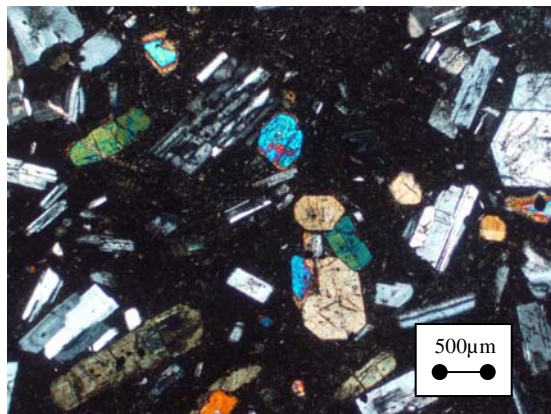


Figure 5.9. Eléments majeurs des
minéraux du microgabbro 04GU5.
Plagioclases et pyroxènes

Parmi les microgabbros, seuls les minéraux de 04GU5 ont été analysés à la microsonde (Fig. 5.9). Les plagioclases correspondent à des labrador-bytownite ($An_{52}-An_{75}$). Cette différence de composition s'explique par une différence de Ca entre la bordure et le cœur. En effet, les profils coeur-bordure montrent un enrichissement en Ca vers la bordure. Cette zonation inverse peut s'expliquer par la re-injection d'un magma plus basique. Les plagioclases de la matrice sont aussi des labrador-bytownites (An_{50-75}). Les clinopyroxènes de 04GU5 sont des augites ($Wo_{39-42}, En_{40-49}, Fs_{8-18}$).

Du point de vue de leur composition chimique en roche totale (tableaux 5.1 et 5.2) les deux types de microgabbros sont pauvres en Mg ($2\% < MgO < 4\%$), Fe ($5\% < Fe_2O_3 < 8\%$) et Ca ($4\% < CaO < 8\%$), et très riches en Al ($16\% < Al_2O_3 < 18\%$). Le microgabbros à cpx+opx

($0.37\% < K_2O < 1.20$ et $2.4\% < Na_2O < 4.5\%$) est plus pauvre en K et Na que les microgabbros à amphibole ($0.80\% < K_2O < 1.20\%$ et $3.6\% < Na_2O < 4.6\%$). Ceci s'explique par la

présence de pyroxènes (microgabbros à pyroxènes) ou d'amphiboles (microgabbros à amphibole). Ces caractéristiques minéralogiques sont typiques de roches calco-alcalines (Tableaux 5.1 et 5.2).

On peut remarquer que si on se base sur une classification modale de gabbros, ils sont très riches en SiO_2 (58-65%), (quantité de SiO_2 d'un gabbros $< 52\%$), mais la classification est basée sur le

pourcentage de minéraux dans la roche. En plus la teneur d'anorthite > 50 et la quantité en ferromagnésien >10%, correspondent bien aux gabbros.

Echantillons	04GU2		04GU3		04L18	
Type	Microgabbro		Microgabbro		Microgabbro	
		Sec		Sec		Sec
SiO ₂ %	57,2	58,4	58,7	59,2	52,6	55,5
Al ₂ O ₃	17,5	17,8	16,9	17,0	16,8	17,8
Fe ₂ O ₃	7,47	7,63	7,68	7,75	7,66	8,09
MnO	0,20	0,20	0,13	0,13	0,12	0,13
MgO	3,14	3,21	3,91	3,94	4,54	4,80
CaO	7,07	7,22	6,39	6,44	6,37	6,73
Na ₂ O	3,65	3,73	3,60	3,63	4,56	4,82
K ₂ O	0,81	0,83	0,90	0,91	1,14	1,20
TiO ₂	0,77	0,79	0,86	0,87	0,77	0,81
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,10	0,10	0,14	0,15
LOI	1,52		1,2		5,28	
Total	99,4		100		100	
Th ppm	0,81		1,13		0,52	
U	0,45		0,52		0,51	
Nb	2,84		3,02		3,50	
Ta	0,19		0,18		0,20	
La	7,04		7,59		6,14	
Ce	16,9		18,8		17,0	
Pr	2,20		2,70		2,00	
Pb	3,73		12,6		2,54	
Nd	9,69		12,1		8,76	
Sr	395		444		542	
Sm	2,30		3,02		2,18	
Zr	67,2		81,6		80,5	
Hf	1,97		2,22		1,95	
Eu	0,65		0,91		0,74	
Gd	1,99		2,80		2,17	
Tb	0,30		0,43		0,35	
Dy	1,80		2,60		2,20	
Ho	0,35		0,52		0,46	
Er	0,96		1,37		1,30	
Y	9,15		14,7		13,7	
Yb	0,84		1,22		1,19	
Lu	0,13		0,19		0,18	
La/Yb	8,43		6,24		5,15	
La/Nb	2,48		2,52		1,75	
Sr/Y	43,2		30,2		39,4	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,144		0,154		0,150	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512884±8		0.512999±6		0.512895±12	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i	0,512875		0,512989		0,512885	
ε(Nd)i	4,87		7,10		5,10	
Rb	11,2		13,9		15,6	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703982±9		0.703571±8		0.703801±8	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	0.703970		0,703557		0,703789	
ε(Sr)i	-7,35		-13,22		-9,9	
		2σ		2σ		2σ
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,9560	0,0038	18,949	0,002	19,0814	0,0047
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	18,9441		18,945		19,0616	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,6177	0,0041	15,615	0,002	15,6235	0,0068
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	15,6171		15,615		15,6226	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,6661	0,0057	38,64631	0,00049	38,7740	0,0077
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	38,6590		38,64338		38,7673	

Tableau. 5.1. Eléments majeurs, traces et isotopes des microgabbros à cpx+opx.
Pour les isotopes, la correction d'âge est à 10 Ma.

Echantillons	04GU5		04L16		04L17	
Type	Microgabbro		Microgabbro		Microgabbro	
		Sec		Sec		Sec
SiO₂ %	56,4	57,8	64,0	65,3	47,5	48,3
Al₂O₃	17,0	17,5	16,0	16,3	3,62	3,68
Fe₂O₃	7,99	8,19	5,15	5,25	14,00	14,2
MnO	0,16	0,16	0,06	0,06	0,22	0,22
MgO	3,99	4,09	1,86	1,90	22,3	22,7
CaO	8,46	8,67	4,75	4,84	10,00	10,17
Na₂O	2,43	2,49	4,45	4,54	0,39	0,40
K₂O	0,37	0,38	1,16	1,18	0,04	0,04
TiO₂	0,73	0,75	0,50	0,51	0,25	0,25
P₂O₅	0,05	0,05	0,12	0,12	0,02	0,02
LOI	2,02		2,38		1,79	
Total	100		100		100	
Th ppm	2,86		1,98		1,15	
U	1,17		0,55		0,69	
Nb	2,53		1,85		2,92	
Ta	0,16		0,11		0,19	
La	9,72		6,83		9,09	
Ce	20,3		14,7		20,5	
Pr	2,65		1,99		2,71	
Pb	4,69		5,29		7,64	
Nd	11,9		8,56		11,4	
Sr	427		605		516	
Sm	2,94		1,82		2,53	
Zr	98,8		82,5		101	
Hf	2,61		2,05		2,64	
Eu	0,75		0,57		0,70	
Gd	2,87		1,62		2,00	
Tb	0,49		0,23		0,28	
Dy	3,09		1,44		1,65	
Ho	0,66		0,28		0,32	
Er	1,91		0,82		0,88	
Y	18,5		8,84		9,53	
Yb	1,79		0,76		0,79	
Lu	0,28		0,12		0,12	
La/Yb	5,43		8,97		11,5	
La/Nb	3,85		3,68		3,11	
Sr/Y	23,1		68,4		54,1	
¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd	0,149		0,127		0,134	
¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd	0.512911±7		0.512925±10		0.512891±9	
¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)i	0,512901		0,512917		0,512882	
ε(Nd)i	5,39		5,69		5,02	
Rb	8,88		21,3		18,6	
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr	0.703593±7		0,703793±8		0,703842±9	
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)i	0,703583		0,703779		0,703827	
ε(Sr)i	-12,8		-10,1		-9,38	
		2σ		2σ		2σ
²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb	19,0088	0,0048	18,8879	0,0043	18,90790	0,00036
²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)i	18,9762		18,8777		18,89904	
²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	15,6192	0,0054	15,5968	0,0067	15,60256	0,00032
²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)i	15,6181		15,5963		15,60215	
²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb	38,7126	0,0073	38,5565	0,0056	38,57976	0,00088
²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb)i	38,6927		38,5443		38,574867	

Tableau. 5.2. *Eléments majeurs, traces et isotopes des microgabbros à amphiboles.
Pour les isotopes, la correction d'âge est à 10 Ma.*

Echantillons	04GU16B		4GU18		04L13		4GU1	
Type	Microdiorite		Microdiorite		Microdiorite		Microdiorite	
		Sec		Sec		Sec		Sec
SiO ₂ %	62,2	63,0	62,4	63,9	63,0	63,7	63,4	63,5
Al ₂ O ₃	15,6	15,8	17,0	17,4	17,4	17,5	17,9	17,9
Fe ₂ O ₃	5,68	5,76	5,01	5,13	5,30	5,36	4,68	4,69
MnO	0,11	0,11	0,09	0,09	0,05	0,05	0,06	0,06
MgO	3,91	3,96	2,01	2,06	1,80	1,82	1,51	1,51
CaO	5,59	5,67	4,93	5,05	5,04	5,09	5,28	5,29
Na ₂ O	3,89	3,94	5,09	5,22	4,39	4,44	5,53	5,54
K ₂ O	0,95	0,96	0,45	0,46	1,19	1,20	0,62	0,62
TiO ₂	0,64	0,65	0,55	0,56	0,65	0,66	0,63	0,63
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,09	0,09	0,17	0,17	0,25	0,25
LOI	1,46		2,47		1,87		0,36	
Total	100		100		101		100	
Th ppm	0,63		1,61		1,27		0,32	
U	0,32		0,56		0,56		0,21	
Nb	1,98		2,40		2,19		2,29	
Ta	0,12		0,14		0,14		0,12	
La	5,73		9,77		8,90		6,20	
Ce	15,18		19,9		17,5		16,5	
Pr	1,97		2,66		2,38		2,35	
Pb	18,7		3,95		5,44		2,62	
Nd	8,65		11,07		10,0		10,7	
Sr	434		653		548		643	
Sm	2,03		2,51		2,09		2,58	
Zr	61,56		83,24		30,20		93,2	
Hf	1,75		2,13		1,15		2,40	
Eu	0,63		0,73		0,67		0,73	
Gd	1,81		2,15		1,69		1,90	
Tb	0,26		0,31		0,24		0,24	
Dy	1,49		1,76		1,35		1,16	
Ho	0,28		0,35		0,27		0,20	
Er	0,81		0,98		0,71		0,47	
Y	8,44		10,9		7,53		5,96	
Yb	0,74		0,89		0,59		0,44	
Lu	0,12		0,14		0,09		0,07	
La/Yb	7,73		11,0		15,1		14,3	
La/Nb	2,89		4,07		4,06		2,71	
Sr/Y	51,4		59,9		72,8		108	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,14189		0,13738		0,12636		0,14578	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512870±9		0,512888±7		0,512911±10		0,512865±7	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i	0,512861		0,512879		0,512903		0,512855	
ε(Nd)i	4,60		4,95		5,42		4,49	
Rb	10,3		4,88		22,3		7,13	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703839±10		0,704112±8		0,703783±8		0,703852±12	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	0,703829		0,704109		0,703766		0,703470	
ε(Sr)i	-9,35		-5,38		-10,25		-9,10	
		2σ		2σ		2σ		2σ
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,931	0,004	18,923	0,001	18,8921	0,0038	18,80364	0,0004
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	18,833		18,909		18,8820		18,7958	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,6138	0,0054	15,617	0,005	15,5997	0,0039	15,57813	0,00037
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	15,6092		15,616		15,5992		15,57776	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,6231	0,0062	38,63946	0,00012	38,5580	0,0057	38,43682	0,00096
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	38,5590		38,6262		38,5504		38,43286	

Tableau. 5.3. *Éléments majeurs, traces et isotopes des microdiorites à hornblende verte et hornblende brune (04GU1). Pour les isotopes, la correction d'âge est à 10 Ma.*

Echantillons	04GU16A		04GU24		04SQ6	
Type	Dacite		Dacite		Monzodiorite	
		Sec				Sec
SiO ₂ %	66,5	68,2	n.d	n.d	57,0	58,4
Al ₂ O ₃	16,9	17,3	n.d	n.d	14,8	15,2
Fe ₂ O ₃	2,69	2,76	n.d	n.d	6,57	6,74
MnO	0,09	0,09	n.d	n.d	0,12	0,12
MgO	0,47	0,48	n.d	n.d	6,1	6,25
CaO	4,61	4,73	n.d	n.d	7,52	7,71
Na ₂ O	4,60	4,72	n.d	n.d	4,05	4,15
K ₂ O	1,32	1,35	n.d	n.d	0,42	0,43
TiO ₂	0,32	0,33	n.d	n.d	0,79	0,81
P ₂ O ₅	0,09	0,09	n.d	n.d	0,16	0,16
LOI	3,08		n.d	n.d	2,23	
Total	101		n.d		99,8	
Th ppm	1,48		2,63		0,52	
U	0,64		1,01		0,15	
Nb	2,40		5,50		1,27	
Ta	0,16		0,33		0,06	
La	10,80		15,90		4,78	
Ce	21,10		31,70		12,4	
Pr	2,93		4,18		1,93	
Pb	6,63		8,22		0,59	
Nd	11,90		16,30		9,82	
Sr	499		267		866	
Sm	2,50		2,97		2,83	
Zr	88,1		76,2		15,9	
Hf	2,35		2,20		0,76	
Eu	0,70		0,70		0,98	
Gd	2,14		2,21		2,94	
Tb	0,28		0,32		0,46	
Dy	1,54		1,65		2,63	
Ho	0,30		0,31		0,52	
Er	0,83		0,88		1,38	
Y	10,9		11,5		15,3	
Yb	0,74		0,84		1,07	
Lu	0,12		0,14		0,16	
La/Yb	14,7		19,0		4,47	
La/Nb	4,50		2,89		3,76	
Sr/Y	45,8		23,2		56,60	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,13		0,11		0,17424	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512882±8		0,512855±2		0,513007±2	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i	0,512874		0,512847		0,512996	
ε(Nd)i	4,85		4,33		7,23	
Rb	25,2		37,0		15,7	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703881±10		0,704221±7		0,703605±9	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	0,703860		0,704164		0,703598	
ε(Sr)i	-8,91		-4,60		-12,0	
		2σ		2σ		2σ
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,9280	0,0036	18,9537	0,0005	18,7945	0,0008
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	18,9185		18,9416		18,7697	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,6081	0,0041	15,6276	0,0005	15,5637	0,0007
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	15,6077		15,6270		15,5624	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,6090	0,0046	38,6772	0,0013	38,3791	0,0018
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb)i	38,6017		38,6668		38,3505	

Table. 5.4. *Éléments majeurs, traces et isotopes des dacites et de la monzodiorite. Pour les isotopes, la correction d'âge est à 10 Ma.*

Les microdiorites

On distingue deux faciès de microdiorites : (1) à hornblende verte et plagioclase, et (2) à hornblende brune et plagioclase.

La microdiorite à hornblende verte est représentée par 04GU16B, 04GU18 et 04L13. Les échantillons 04GU16B et 04GU18 sont composés de phénocristaux altérés de hornblende verte (< 2mm), et de plagioclases zonés (1-3 mm). On remarque que 04GU16B contient une faible quantité de quartz secondaire et des hornblendes vertes avec des différences de teinte entre cœur et bordure, indiquant une zonation.

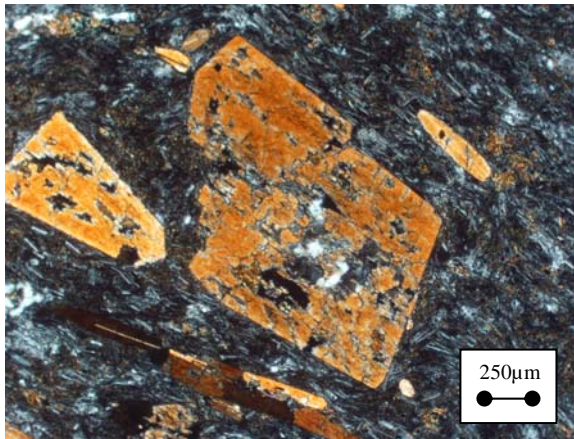


Figure 5.10a. Microdiorite à hornblende verte 04GU16B. Microlithes de plagioclase et amphibole verte

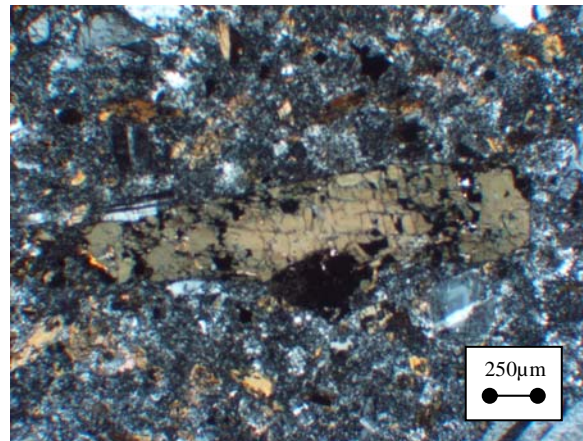


Figure 5.10b. Microdiorite à hornblende verte 04GU18. Plagioclase et amphibole verte

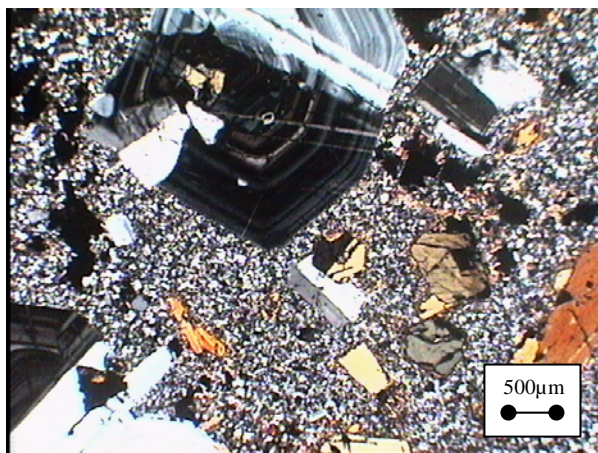


Figure 5.10c. Microdiorite à hornblende verte 04L13. Plagioclase zoné et amphibole.

Dans 04L13, l'amphibole et le plagioclase sont bien conservés et zonés. Pour cet échantillon, la plupart des amphiboles sont des tschermak-hornblendes ($Mg\# = 1-0.8$ et $\%SiO_2 = 6.70-6.25$) et les plagioclases correspondent à de l'andésine-labradorite (An_{30-68}) (Fig. 5.12).

La texture des microdiorites à hornblende verte est microgrenue et la mésostase représente approximativement 30% de la roche totale en général. Seul l'échantillon 04GU16B possède une texture fluidale.

La microdiorite à hornblende brune (04GU1) possède $\approx 70\%$ de grands phénocristaux ($< 3\text{ mm}$) de plagioclase (Fig. 5.11a) à composition d'andésine-labrador (An_{48-65}), frais et fortement zonés, et $\approx 30\%$ de petites hornblendes brunes idiomorphes ($< 1.5\text{ mm}$), parfois zonées (Fig. 5.11b), de composition tschermakitique en bordure ($Si=6.5-6.25$) et tschermak-hornblende ($Si=6.25-5.75$) au cœur (Fig. 5.12).

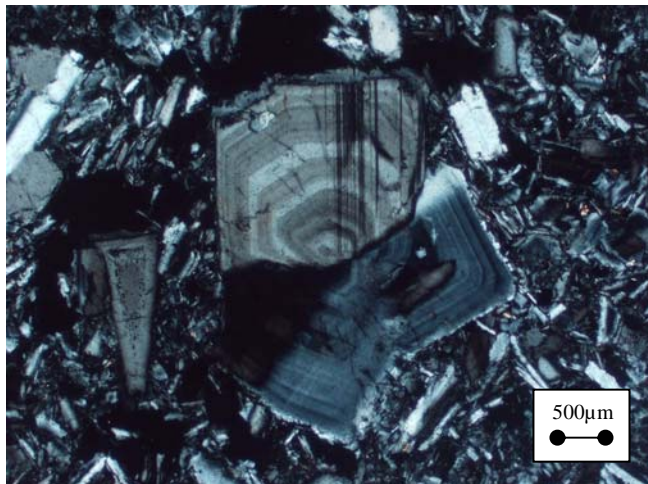


Figure 5.11a. Microdiorite à hornblende brune, 04GU1. Les plagioclases forment la mésostase et sont présents en phénocristaux zonés.
L.P

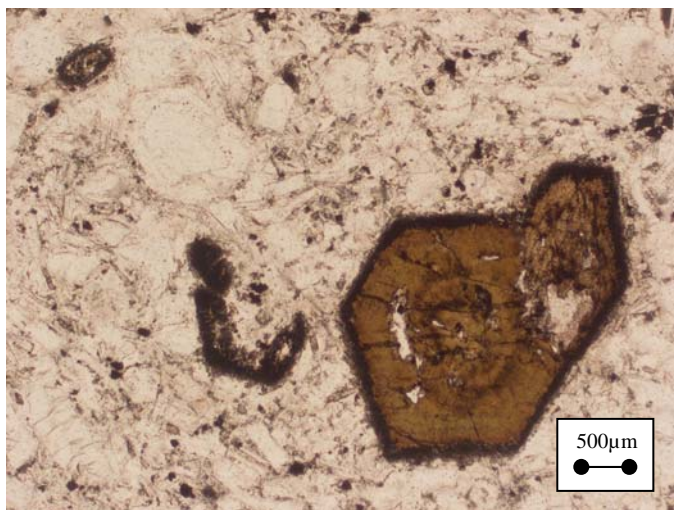


Figure 5.11b. Microdiorite à hornblende brune, 04GU1. Amphiboles en phénocristaux bruns.
L.N

Les deux types de microdiorites ont une composition chimique en roche totale riche en Si ($SiO_2 > 63\%$) et en Al ($15.8\% < Al_2O_3 < 17.5\%$), mais le faciès à hornblende brune est un peu plus riche en Al_2O_3 (04GU1 = 17.9%). Ils présentent des teneurs élevées et comparables en Ca et en Na ($5\% < CaO < 5.6\%$ et $3.9\% < Na_2O < 5.5\%$). Ces échantillons présentent des caractéristiques de roches calco-alcalines, mais 04GU1 est plus riche en Al et en Na (Table 5.3).

Les dacites

Les dacites sont groupées en deux faciès :

Le premier, illustré par la dacite 04GU16A (Fig. 5.13a et b), comprend des phénocristaux de hornblende verte (30 %) et de plagioclase calcitisé (50 %). On note que les phénocristaux de plagioclase étaient zonés avant l'altération car il en reste des traces. On y trouve aussi du quartz

(20 %) en phénocristaux, montrant parfois des textures de déstabilisation comme des golfes de corrosion. La mésostase (35 % de la roche totale) consiste en petits cristaux d'oxydes de fer (< 0.8 mm) généralement isolés (5 %). Ce faciès contient également du quartz xénomorphe, de l'amphibole idiomorphe et de petites baguettes de plagioclase (< 1mm).

Figure 5.12. Composition chimique des minéraux des microdiorites de faciès 1 et 2

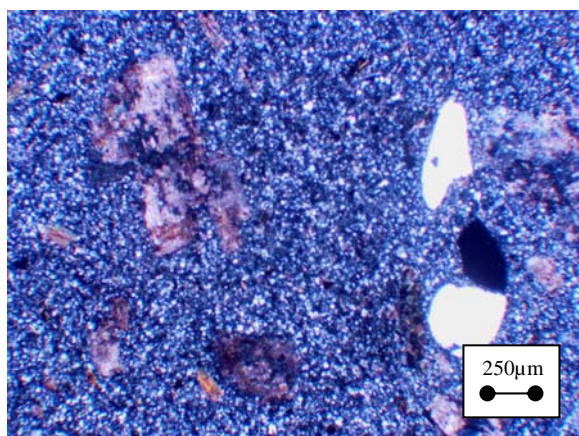
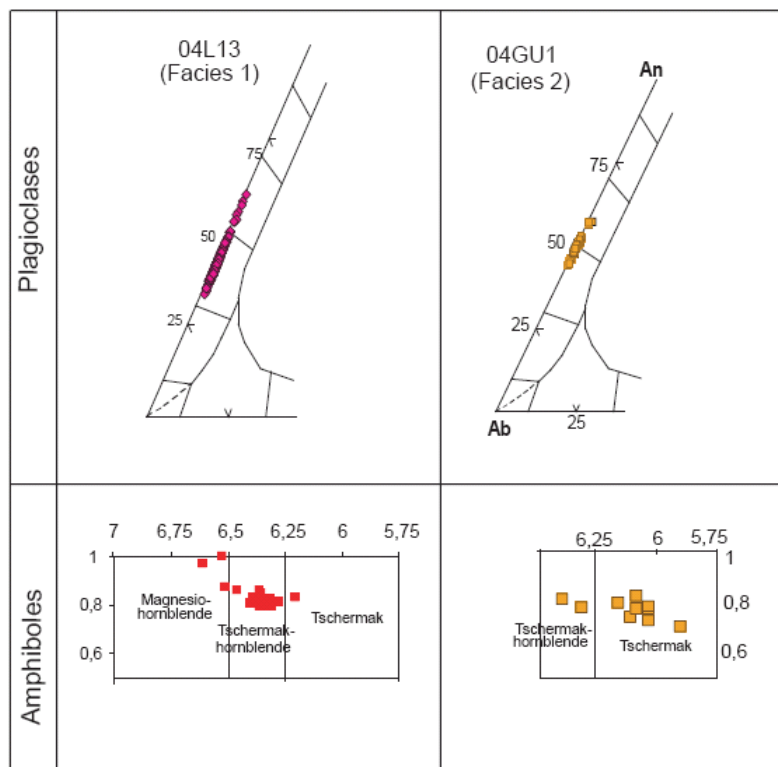


Figure 5.13a. Dacites de faciès 1, 04GU16A. Quartz avec golfes de corrosion.

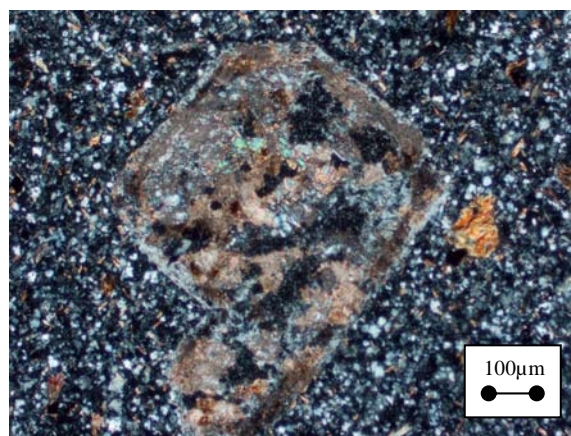


Figure 5.13b. Dacites de faciès 1, 04GU16A. Plagioclase calcitisé.

Le deuxième faciès est représenté par 04GU24 (Fig. 5.14). Cet échantillon à texture hypohyaline comprend 25 % de phénocristaux et 75 % de mésostase. La roche est composée de 65 % de phénocristaux de quartz subidiomorphe dont 40% avec des golfes de corrosion, ou xénomorphe dans la mésostase, 15 % de biotite soit fraîche en phénocristaux (baguettes), ou altérée dans la mésostase, et 10 % de phénocristaux de plagioclase presque totalement séricitisé, parfois

calcitisé. La mésostase est calcitisée et contient des oxydes de fer, généralement isolés. La calcitisation de la matrice, dans laquelle on peut encore observer des fantômes de cristaux, montre qu'elle était composée presque totalement de baguettes de plagioclase.

Figure 5.14. *Dacites à faciès 2, 04GU24. Quartz et biotite.*

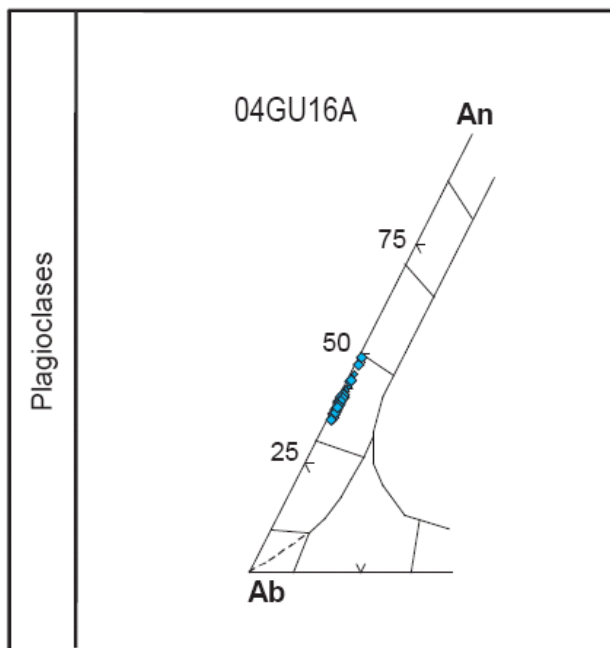
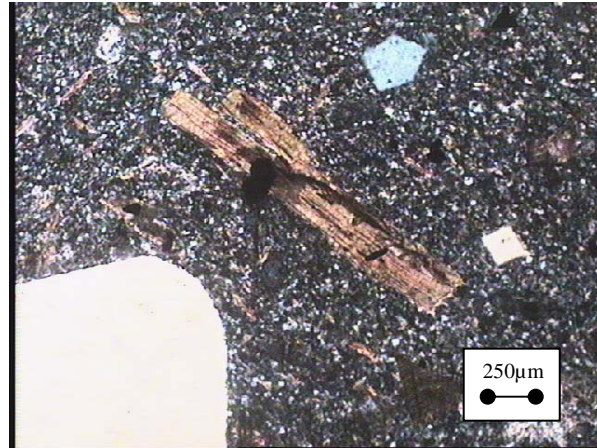


Figure 5.15. *Composition chimique du plagioclase de la dacite 04GU16A.*

Seuls les éléments majeurs de la dacite 04GU16A ont été analysés (Table 5.4). Cette dacite est riche en Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 17\%$), et pauvre en Mg et Ti, ($\text{MgO} = 0.47\%$ et $\text{TiO}_2 = 0.32\%$). Les pourcentages de Ca et Na dans la roche sont très similaires ($\text{CaO} = 4.61\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 4.60\%$), similitude qui s'explique par la composition des plagioclases dans la roche. En effet, ces plagioclases sont intermédiaires, à composition d'andésine (An_{30-50}) (Fig. 5.15). Les profils cœur-bordure des phénocristaux du plagioclase montrent un enrichissement en albite et un appauvrissement en anorthite vers la bordure. Cette zonation normale, classique dans les plagioclases, indique que ceux-ci ont continué à croître dans une mésostase plus évoluée et plus sodique que le magma d'origine.

La monzodiorite

La monzodiorite 04SQ6 (Figure 5.16 et Table 5.4) d'après la classification de Streckeisen, (1976), contient des phénocristaux de magnésio-hornblende brune (60 %, Fig. 5.17). Les plagioclases (35 %) à composition d'albite-andésine (An_{0-40}) sont fortement altérés, respectivement en séricite. Le quartz est aussi présent (5 %). La plupart des minéraux ont été déformés en cisaillement. Ces phénomènes de déformation et de fracturation sont sûrement liés à l'activité de la faille majeure contenant le « mélange Pujilí », qui a permis la circulation de fluides et la déformation des roches à faible profondeur.

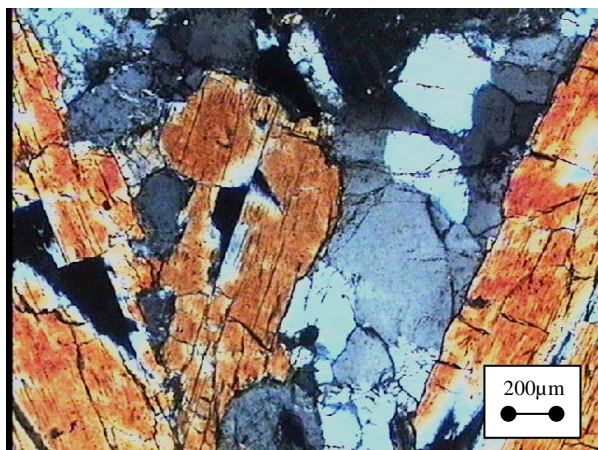
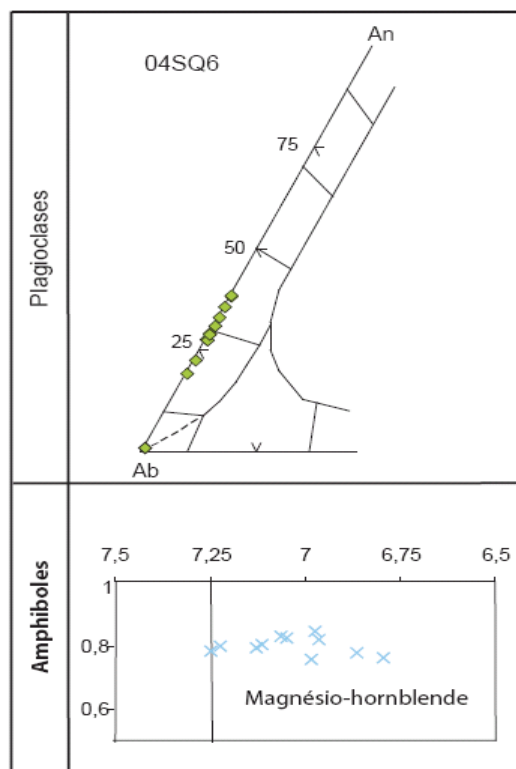


Figure 5.16. Monzodiorite déformée et cisailée. Plagioclase, amphibole et quartz

Figure 5.17. Composition des plagioclases et amphiboles de la monzodiorite.



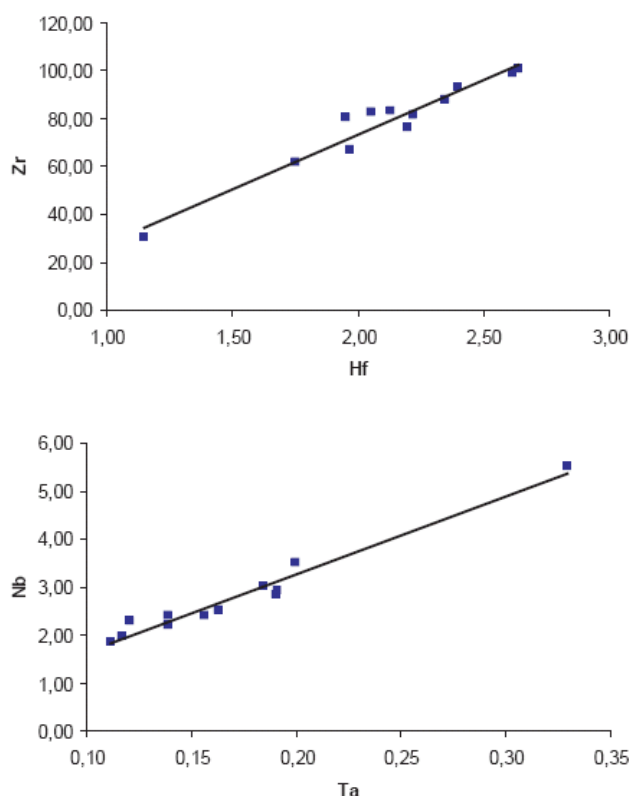
5.3.2 Géochimie des intrusifs miocènes

Fiabilité des analyses géochimiques

Une des méthodes possible de validation des résultats d'analyses d'éléments traces par ICP-MS sur roche totale, est de comparer les éléments Zr-Hf et Nb-Ta puisque ces deux couples d'éléments ont un comportement similaire et doivent donc montrer une corrélation positive de leurs concentrations.

Juteau et Maury (1997) notent que les rapports des paires d'éléments comme Nb-Ta et Zr-Hf, ayant le même comportement, sont respectivement toujours supérieurs à 13 et 35 dans les roches magmatiques. Or comme le montre la figure 5.18, la valeur moyenne du rapport Zr/Hf de nos échantillons est de 40 et celle du rapport Nb/Ta est légèrement supérieur à 13. On peut donc considérer que les concentrations des éléments traces de nos échantillons sont valables et que celles-ci, n'ont pas été rémobilisés pendant les processus d'altération.

Figure 5.18. Diagramme de corrélation entre les couples d'éléments Zr vs Hf et Nb vs Ta. L'excellente corrélation observée indique que ces éléments n'ont pas été remobilisés durant l'altération.



Mobilité des éléments

Avant d'interpréter les analyses en élément traces, il est nécessaire de tenir compte de l'altération subie par ces roches. En effet, les phénomènes d'altération masquent l'interprétation des données géochimiques caractéristiques des processus pétrogénétiques. Pour évaluer la mobilité des éléments traces lors des phénomènes d'altération, nous avons reporté les différents éléments en fonction du Nb. Celui-ci est en effet considéré comme peu mobile lors des processus d'altération. Dans ce contexte, seule une corrélation entre l'élément et Zr sera considéré comme indice de l'absence de mobilité de ces éléments.

Aucune corrélation n'existe entre Ba et Sr vs Zr (fig. 5.19) ce qui indique une forte mobilité de ces éléments LILE. Par contre, pour U, Rb et La, on observe au moins deux corrélations positives et parallèles. Egalement, on trouve des corrélations parallèles dans les éléments à forte charge ionique (HFS) avec Zr (fig. 5.20).

Le diagramme Y vs Zr montre deux corrélations positives et un échantillon isolé (04GU1). Le premier alignement est caractérisé par les échantillons ayant de faibles teneurs en Y ; il est probablement par des roches à affinité adakitique. Le deuxième alignement est formé par des roches ayant des teneurs plus élevées en Y. Enfin, l'échantillon 04GU1 possède des teneurs en Y faibles (6 ppm) qui pourrait indiquer qu'on est en présence d'une adakite ($Y < 18$ ppm) (Fig. 5.20).

Le diagramme Eu vs Nb montre deux corrélations (Fig. 5.20) probablement liées aux comportements différents de ces éléments (accumulation ou fractionnement) vis-à-vis du plagioclase, puisque Eu se concentre dans ce minéral.

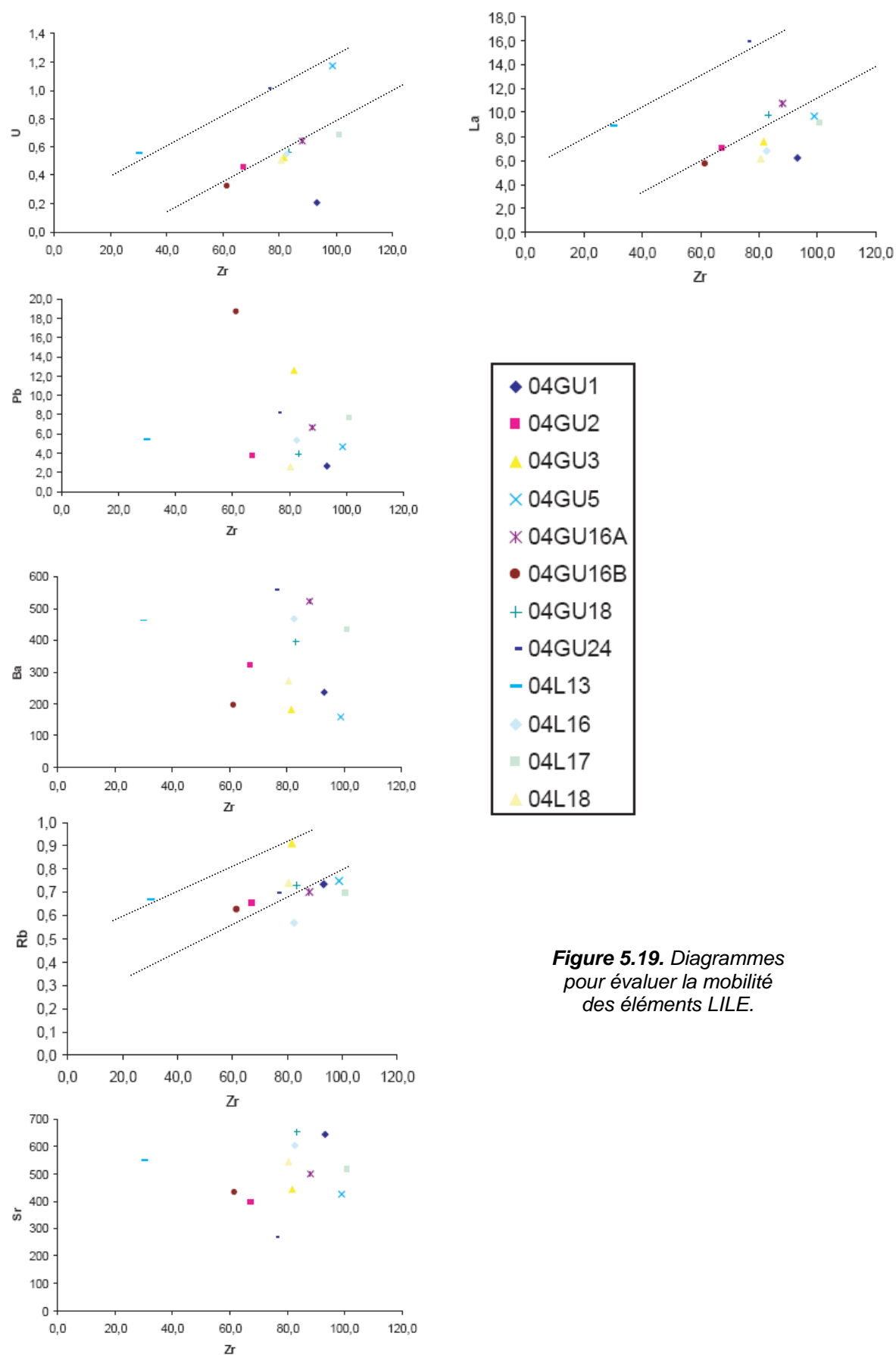


Figure 5.19. Diagrammes pour évaluer la mobilité des éléments LILE.

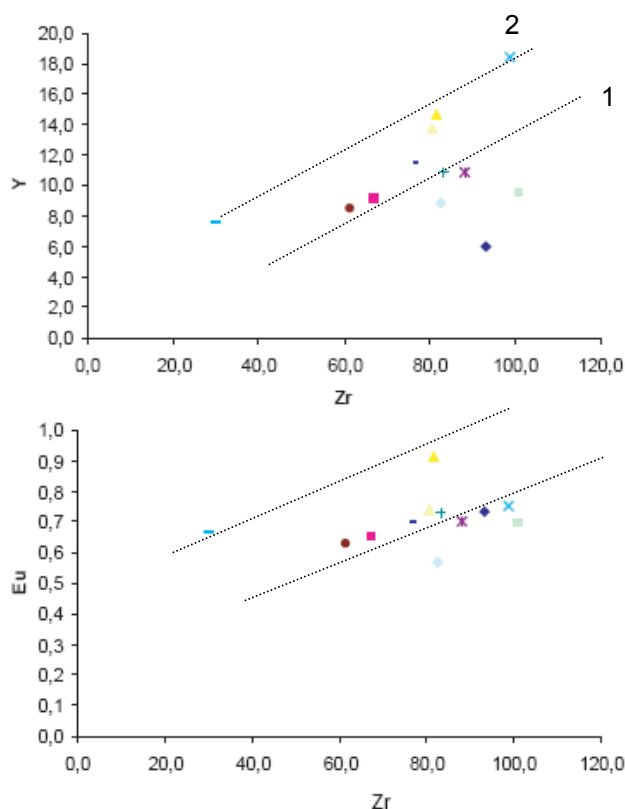


Figure 5.20. Corrélation entre éléments HFS. On observe deux alignements différents Y vs et Eu vs Zr.

On est en présence d'une série magmatique ?

On observe qu'il existe une grande variation de teneurs en éléments incompatibles, ce-ci peut être dû à des variations dans les magmas primaires ou à la différenciation du magma. Pour le déterminer nous avons reporté différents éléments majeurs en fonction de la silice (Fig. 5.21): On ne voit pas d'évolution de Al_2O_3 et K_2O en fonction de SiO_2 . On observe des corrélations négatives pour Fe_2O_3 et MgO en fonction de SiO_2 .

-Nous ne sommes pas en présence d'une série :

Tout d'abord, on considère qu'on n'observe pas des corrélations dans tous les éléments majeurs, en plus on considère également : (i) l'éloignement géographique de nos intrusifs, (ii) le mode de formation de ces derniers (remontés le long de failles dans lesquelles ils ont cristallisé), (iii) et l'absence de variation de la teneur en Al_2O_3 et K_2O en fonction de SiO_2 ; on peut avancer l'hypothèse selon laquelle nos échantillons n'appartiennent pas à une seule et même série pétrogénétique qui aurait évolué par cristallisation fractionnée, sinon plutôt à une variation dans les magmas primaires.

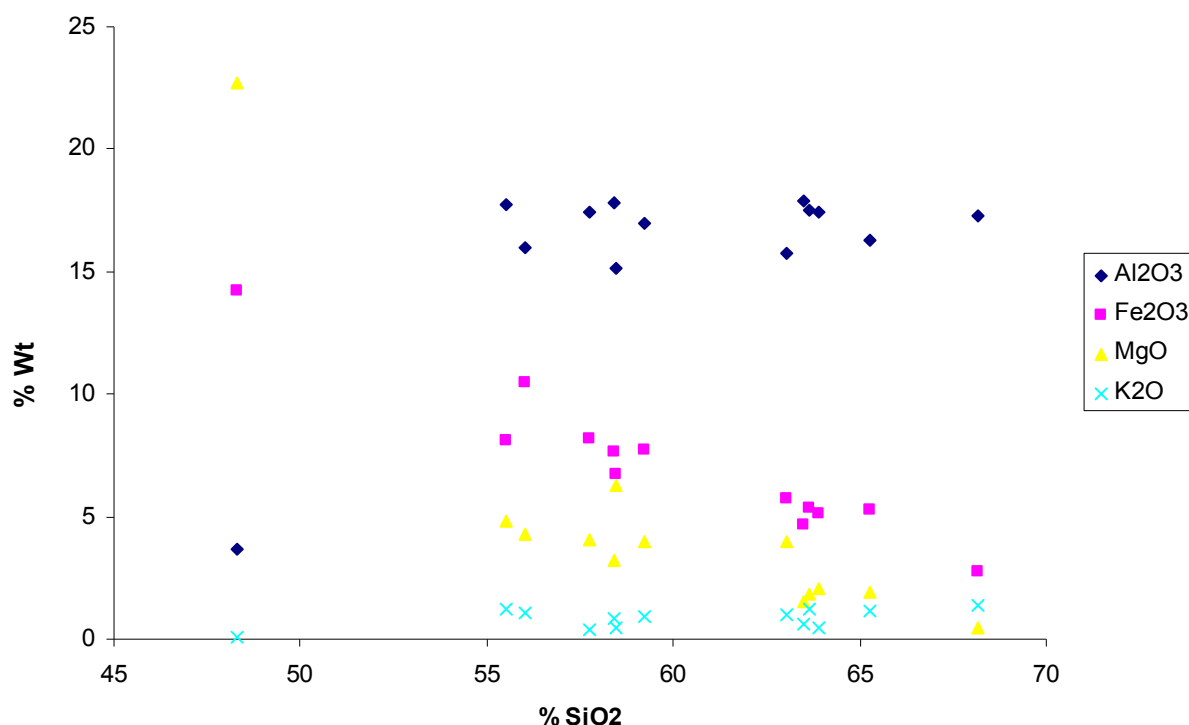


Figure 5.21. % Fe₂O₃, %MgO, %Al₂O₃ et %K₂O versus SiO₂ des intrusifs miocènes.

5.3.3 Caractérisation géochimique des intrusifs miocènes

Microgabbros

Le spectre des terres rares des microgabbros montre un appauvrissement en HREE par rapport aux LREE ($\text{La/Yb}_N = 8.4\text{-}5.15$ et $\text{Dy/Lu}_N = 1.4\text{-}0.7$). En effet ces gabbros sont très peu fractionnés, ce qui révèle l'absence du grenat dans la source. Les microgabbros ont des anomalies négatives en Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.8\text{-}0.9$) (fractionnement du plagioclase) sauf pour les laves 04L16 et 04L18 qui montrent une légère anomalie positive ($\text{Eu/Eu}^* = 1.03\text{-}1.01$) liée à une accumulation de plagioclases (Fig. 5.22a).

Les éléments traces normalisés par rapport au manteau primitif (Sun and McDonough, 1989) montrent : (1) des anomalies positives en U, Pb, Sr et parfois en Y, et (2) des anomalies négatives en Nb et Ta. Les anomalies positives en U et Pb sont peut être liées à la contamination par les sédiments entraînés dans la subduction. Le Sr est peut-être lié à ces derniers, ou à l'altération des plagioclases. L'anomalie positive en Y est une conséquence de la présence des amphiboles à conditions que l'amphibole soit dû à une accumulation. Si ce n'est pas le cas, les amphiboles vont aussi incorporer le Y disponible dans le magma (Fig. 5.22b). Les anomalies négatives de Nb et Ta, sont souvent liées aux laves d'arc, cet effet est montré par le rapport $\text{La/Nb} = 1.7\text{-}3.8$ (laves d'arc $\text{La/Nb} > 1$).

Microdiorites

Les spectres de terres rares montrent un enrichissement en LREE ($\text{La/Yb} = 7\text{-}15$), par rapport aux HREE. On observe que 04GU1 est plus appauvri en Yb (0.44 ppm) que les autres microdiorites ($\text{Yb} = 0.74 - 0.59$). 04L13 et 04GU1 ont des anomalies positives en Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 1.08$ et 1.01 , respectivement), par rapport aux 04GU16B et 04GU18 ($\text{Eu/Eu}^* = 0.99$ à 0.95) (Fig. 5.23a). Ceci traduit dans le premier cas une accumulation des plagioclases.

Les éléments traces sont marqués par des anomalies négatives en Nb et Ta, typiques des laves d'arc et par des anomalies positives en Pb, U, Y et Sr. Le Pb et l'U peuvent être liés aux sédiments subduits. L'anomalie positive en Sr peut indiquer une accumulation de plagioclases (04L13 et 04GU1), ou l'altération de ces derniers (04GU16B et 04GU18) (Fig. 5.23b).

Dacites

Les spectres de terres rares des dacites montrent un enrichissement au niveau des LREE par rapport aux HREE ($\text{La/Yb} = 14\text{-}18$). 04GU24 présente une anomalie négative en Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.8$), attribuable au fractionnement du plagioclase (Fig. 5.24a).

Les éléments traces présentent des anomalies positives en U, Pb et Sr. Cet enrichissement est expliqué par la contamination par les sédiments impliqués dans la subduction. Les anomalies négatives en Nb et Ta ($\text{La/Nb} = 4.5\text{-}2.9$) indiquent que l'on est en présence de laves d'arc (Fig. 5.24b).

Monzodiorite

Le spectre des terres rares de la monzodiorite montre un enrichissement en terres rares légers ($\text{La/Yb} = 4.47$) (Fig. 5.24a). Le spectre d'éléments traces présente des anomalies négatives en Nb, Ta, Pb et Zr, et une anomalie positive en Sr. Les anomalies négatives en Nb et Ta montrent que cette roche s'est formée dans un contexte lié à la subduction. L'anomalie négative en Pb suggère que le système s'est fermé avant de subir une contamination ou que le Pb a été remobilisé. L'anomalie positive en Sr reflète l'altération du plagioclase (Fig. 5.24b).

REE des microgabbros

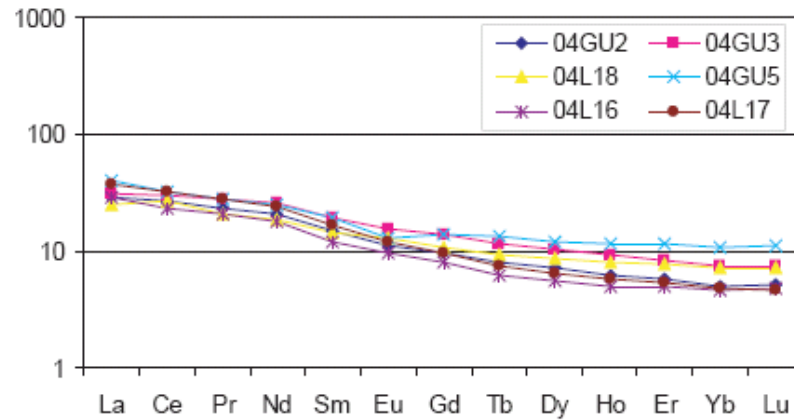


Figure 5.22a. REE des microgabbros, normalisés par rapport aux chondrites (Sun and McDonough, 1989).

Éléments traces des microgabbros

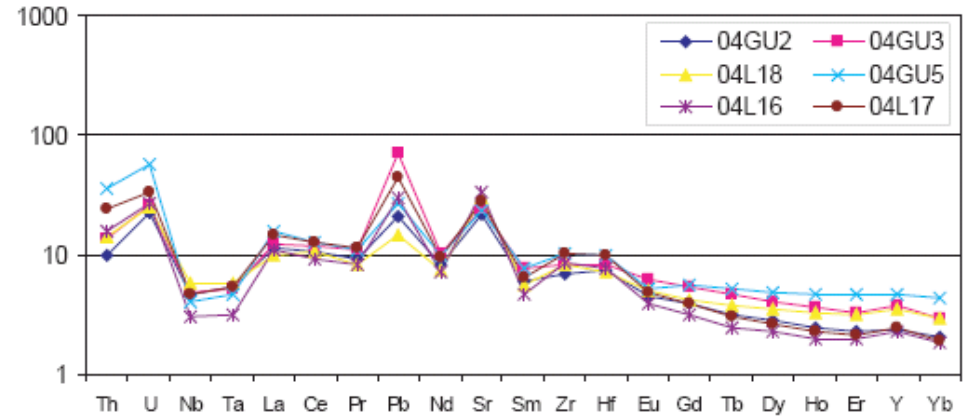


Figure 5.22b. Éléments traces des microgabbros, normalisés par rapport au manteau primitif (Sun and McDonough, 1989).

REE des microdiorites

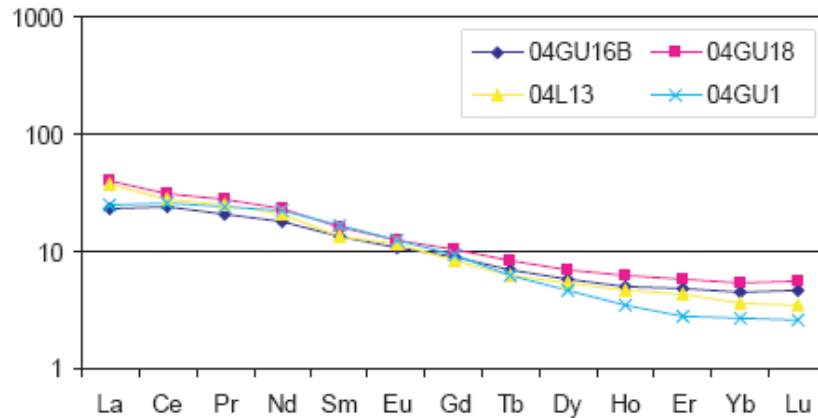


Figure 5.23a. REE des microdiorites, normalisés par rapport aux chondrites (Sun and McDonough, 1989).

Éléments traces des microdiorites

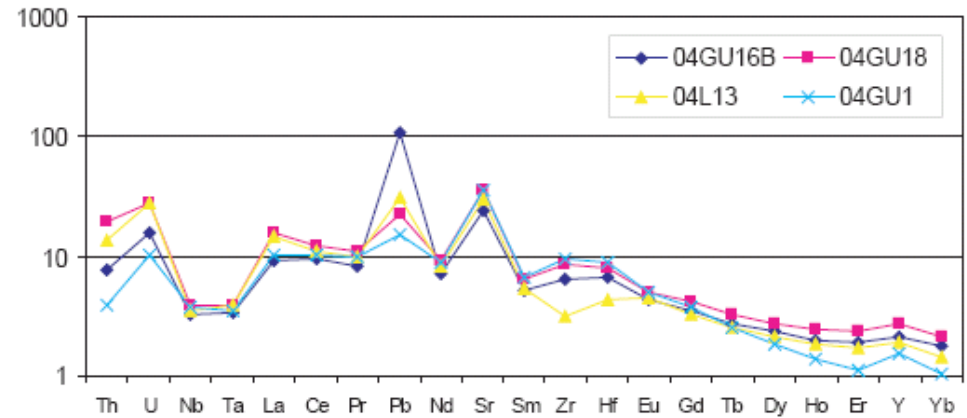


Figure 5.23b. Éléments traces des microdiorites, normalisés par rapport au manteau primitif (Sun and McDonough, 1989).

REE des microdacites et de la monzodiorite

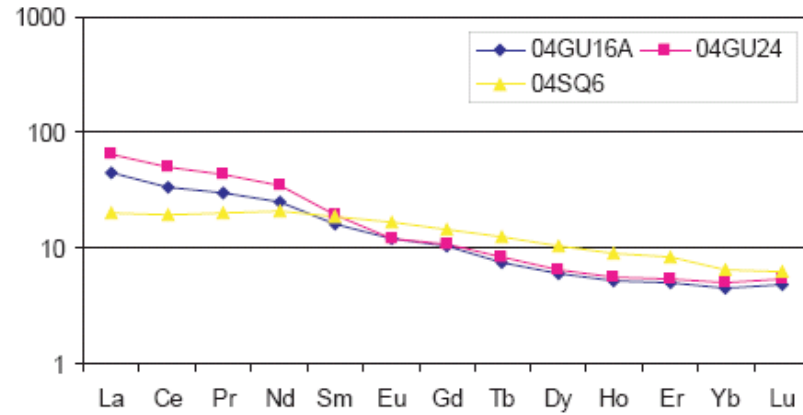


Figure 5.24a. REE des dacites et de la monzodiorite 04SQ6, normalisés par rapport aux chondrites (Sun and McDonough, 1989).

Éléments traces des dacites et la monzodiorite

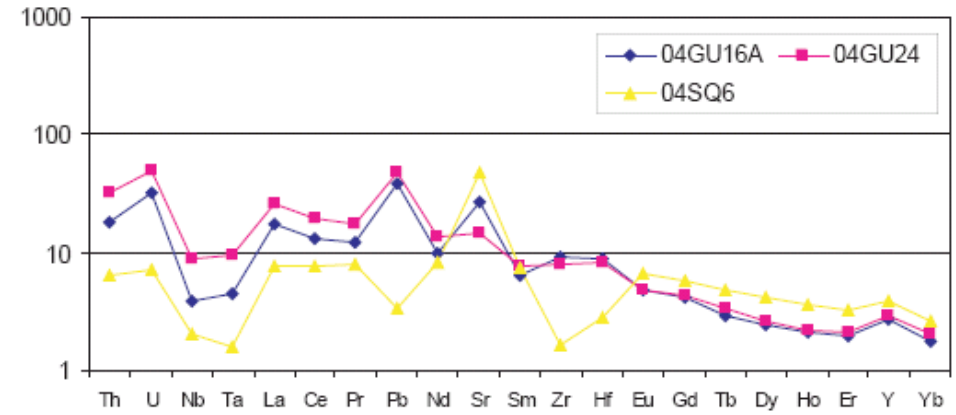


Figure 5.24b. Éléments traces des dacites et de la monzodiorite 04SQ6, normalisés par rapport au manteau primitif (Sun and McDonough, 1989).

Synthèse

Sur la base des spectres de terres rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun & McDonough, 1989) et de leur enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux lourdes, on peut diviser les intrusifs miocènes en trois groupes (Fig. 5.25).

Le premier groupe, représenté par la microdiorite à hornblende brune (04GU1), la dacite à phénocristaux de quartz (04GU16A) et la dacite à biotite (04GU24), sont les plus riches en LREE ($(La/Yb)_N \approx 10$).

Le deuxième groupe inclut la majorité des échantillons étudiés (04GU2 microgabbro, 04GU16B microdiorite, 04GU18 microdiorite, 04L13 microdiorite, 04L16 microgabbro, 04L17 microgabbro) et se caractérise par des enrichissements variables mais globalement modérés en LREE ($8.3 \leq (La/Yb)_N \leq 4.5$).

Enfin, *le troisième groupe*, formé des microgabbros à cpx (04GU3, 04GU5 et 04L18) et la monzodiorite 04SQ6 est le moins fractionné au niveau des REE avec des rapports $(La/Yb)_N < 4$ et des spectres de HREE pratiquement plats.

Les diagrammes multiélémentaires des intrusions miocènes, normalisés au manteau primitif (Sun & McDonough, 1989), montrent en commun (sauf 04SQ6):

- des anomalies négatives en Nb et Ta,
- des anomalies positives bien marquées en U, Sr, Pb et Y,
- des enrichissements en Zr et Hf.

On observe cependant des différences au niveau des terres rares lourdes (HREE). Les spectres des échantillons du groupe 3 sont plats au niveau des HREE, alors que ceux du groupe 1 sont les plus appauvris et le plus fractionnés.

L'anomalie négative en Nb et Ta est une caractéristique classique des magmas de subduction. L'anomalie positive en Y indique normalement la présence d'amphibole dans les échantillons puisque l'amphibole concentre cet élément, il montre la présence de ce minéral, c'est qui est cohérent avec nos observations pétrographiques. Les anomalies en Eu et Sr diffèrent selon les échantillons. Les roches 04GU1 et 04L18 présentent une anomalie positive en Eu et Sr. Ceci suggère qu'il y a accumulation de plagioclases dans ces deux roches. La minéralogie de ces échantillons le confirme puisqu'ils ne contiennent pratiquement que des plagioclases, très frais pour 04GU1 et un peu altérés pour 04L18.

Les autres échantillons possèdent des anomalies négatives en Eu et positive en Sr. Cette différence de comportement entre Sr et Eu doit être liée à la présence dans la plupart des échantillons (à l'exception de deux échantillons qui renferment du cpx) de la présence à la fois d'amphiboles et de plagioclases, minéraux qui concentrent plus ou moins fortement le Sr. Le plagioclase concentrant beaucoup plus le Sr que l'amphibole, les anomalies positives en Sr seraient liées à la présence des deux minéraux, mais ne signifient pas une accumulation du plagioclase par rapport aux autres minéraux de la roche. Les anomalies positives en Pb et en U sont liées soit à la participation, dans la

genèse de ces roches, de sédiments subduits, riches en Pb et en U, soit à l'altération puisque ces minéraux sont très mobiles.

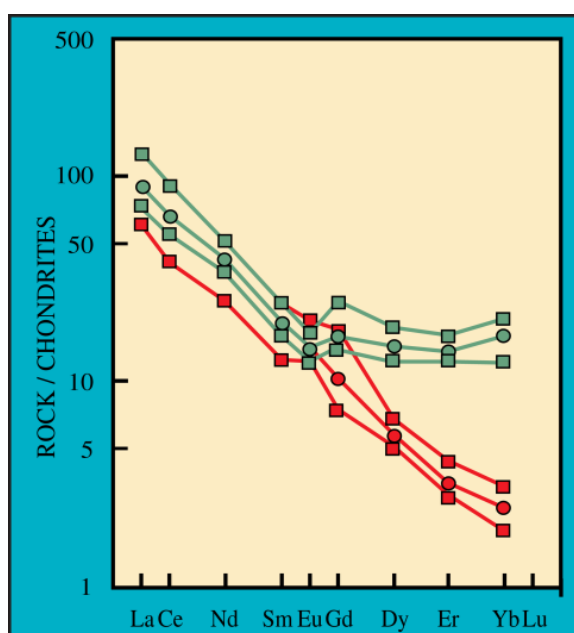
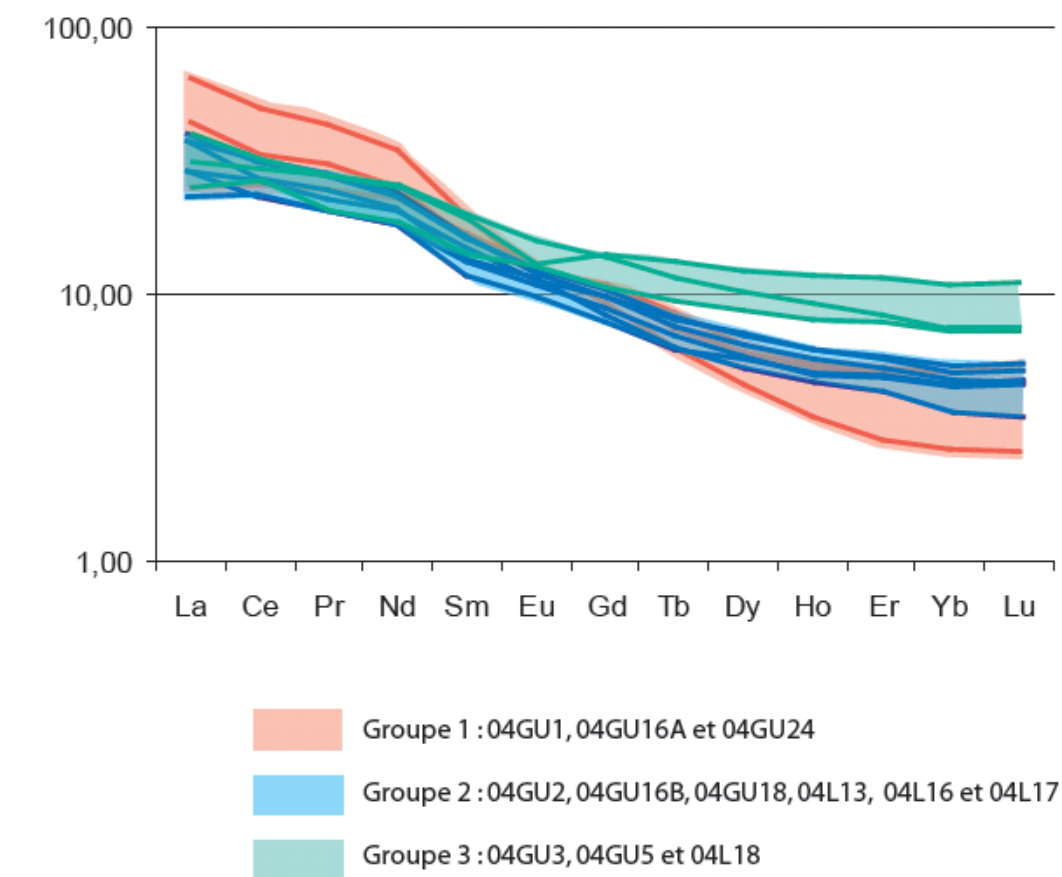


Figure 5.25. En haut : REE des roches intrusives. On peut distinguer trois groupes par leur enrichissement en HREE. **A gauche:** REE des roches adakitiques (en rouge) et roches calco-alkalines (en vert). (Pris de la présentation oral de Martin, 2006).

Diagramme Sr/Y en fonction de Y

Les adakites ont été définies comme des roches d'arc de composition intermédiaire à acide ($\text{SiO}_2 > 56\%$) qui diffèrent de leurs équivalents calco-alcalins par de très faibles concentrations en Y et HREE ($\text{Y} < 10 \text{ ppm}$, $\text{Yb} < 1 \text{ ppm}$) et de fortes teneurs en Sr (Defant and Drummond, 1990). Dans un diagramme opposant Sr/Y et Y (ppm), les adakites se distinguent des roches calco-alcalines par des rapports $\text{Sr/Y} > 40$ pour des teneurs en Y $< 15 \text{ ppm}$.

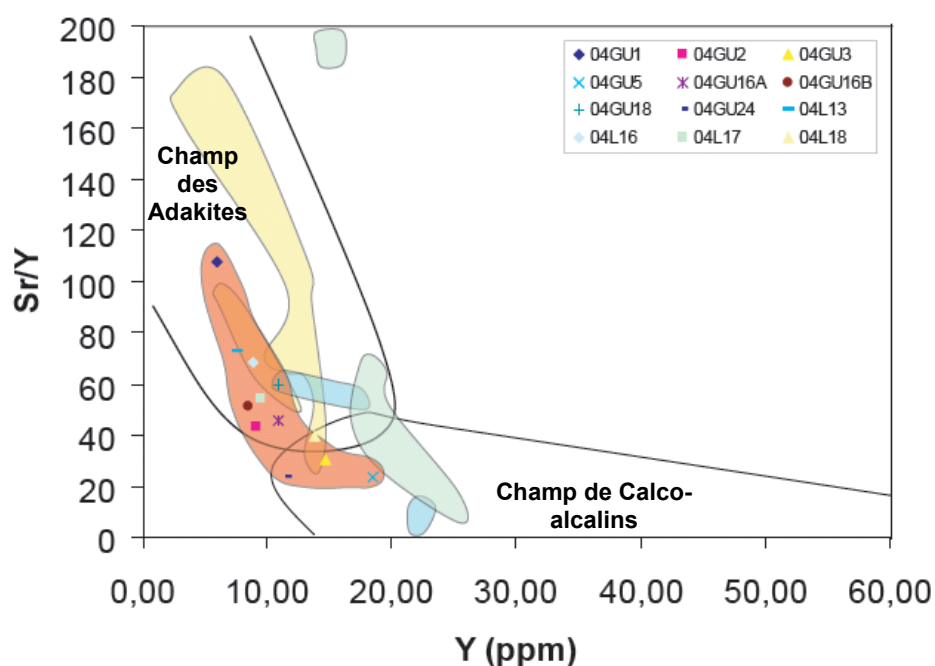


Figure 5.26. Diagramme Sr/Y vs Y montrant les champs des adakites et celui des magmas calco-alcalins (Defant et Drummond, 1990).

- Roches du Pichincha (Bourdon et al. 2002)
- Roches d'Antisana (Bourdon et al. 2002)
- Roches du Chimborazo (Kilian et al. 1995)
- Nos échantillons (intrusifs Miocènes)

Reportées dans ce diagramme, on observe que les échantillons 04GU3 (microgabbro), 04GU5 (microgabbro), 04GU24 (dacite) et 04L18 (microgabbro), tombent dans les champs de roches calco-alcalines, tandis que 04GU1 (microdiorite), 04GU2 (microgabbro), 04GU16A (dacite), 04GU16B (microdiorite), 04L13 (microdiorite), 04L16 (microgabbro), 04L17 (microgabbro) et 04GU18 (microdiorite), dans les champs des roches adakitiques.

A partir de leur teneur en terres rares lourdes et la comparaison entre nos échantillons et le diagramme général de REE des roches calco-alcalines et adakitiques, on a pu différencier trois groupes (Fig. 5.24).

Dans le **groupe 1** (04GU1, 04GU16A, 04GU24), seul l'échantillon **04GU1** appartient aux **adakites** : très pauvre en HREE ($\text{Yb} = 0.44 \text{ ppm}$) et en Y (5.96 ppm), il présente des anomalies

positives en Eu (les adakites ont des anomalies positives en Eu) et tombe dans le champs des adakites (Fig.5.26). Il montre également les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des adakites : il est riche en plagioclase et amphibole, et assez riche en Si ($\text{SiO}_2 > 60\%$) et en Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 16\%$). Les valeurs de δO^{18} (+7.9 ‰) sont également similaires à celles des adakites du Pichincha ($+6.1 \pm 8.9$ ‰, Kilian et al., 1995). En revanche, l'échantillon 04GU16A, présente toutes les caractéristiques des adakites, mais sa teneur en Y (10.9 ppm) semble être trop haute pour une adakite (< 10 ppm, Kilian et al., 1995) et la valeur de δO^{18} (+13.7‰) semble également élevée pour une adakite (Kilian et al., 1995).

Concernant les échantillons 04GU24 il tombe dans le champ des roches calco-alkalines (Fig 5.26)

Dans le **groupe 2** (04GU2, 04GU16B, 04GU18, 04L13, 04L16, 04L17), la plupart des échantillons ont des **affinités adakitiques (04GU2, 04L13 et 04L16)**. En effet, ils se situent dans le champ adakitique de la fig 5.26, ils sont moyennement appauvris en HREE, et sont moyennement riches en SiO_2 (> 55%) et Al_2O_3 (> 16%). Les microgabbros 04GU2 et 04L16 contiennent des pyroxènes ; même si ce minéral reste rare dans les adakites, il a été signalé dans plusieurs cas (Aléoutiennes et Mexique ; Rogers et al., 1985 ; laves du Pichincha (Equateur), Bourdon et al., 2002a). L'échantillon 04GU2 est le seul à présenter une anomalie négative en Eu, alors que les adakites ont généralement une anomalie positive, mais Bourdon et al. (2002a) mentionnent également une anomalie négative dans les adakites du Pichincha.

D'après l'étude pétrographique, les plagioclases des échantillons 04GU16B et 04GU18 sont altérés, et l'affinité adakitique de ces deux échantillons est donc discutable, car l'enrichissement du Sr est peut-être dû à cette altération.

Les échantillons du **groupe 3** représentent typiquement des **roches calco-alkalines**. Dans la figure 5.20 , 04L18 tombe dans le champs des adakites, mais il n'est pas assez riche en Si ($\text{SiO}_2 = 52\%$) pour être une adakite ($\text{SiO}_2 > 55\%$).

En conclusion :

- Roches adakitiques : 04GU1
- Roches à affinité adakitique : 04GU16A, 04GU2, 04L13 et 04L16
- Roches calco-alkalines : 04GU3, 04GU5, 04GU18, 04GU24, 04L17, 04L18 et 04GU16B.

5.3.4 Composition isotopique des intrusifs miocènes

Les rapports isotopiques initiaux ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i, ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i, ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i et ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i ont été recalculés à 10 Ma. Cet âge est basé sur les datations faites sur d'autres intrusifs de la Cordillère Occidentale d'Equateur (McCourt et al., 1998 ; Hughes et al., 1998).

Isotopes de Nd

La valeur de $(\epsilon\text{Nd})_i$ de la microdiorite de composition adakitique (04GU1) est de + 4.5. Pour les roches d'affinité adakitique (04GU16A, 04GU2, 04GU16B, 04L13 et 04L16), $(\epsilon\text{Nd})_i$ est compris entre + 4.85 et + 5.7, et est donc légèrement supérieur à celui de 04GU1. Cette différence est plus prononcée pour les roches calco-alcalines (04GU3, 04GU5, 04GU18, 04GU24, 04L17, 04L18 et 04GU16B), pour lesquelles $(\epsilon\text{Nd})_i$ varie entre + 4.33 et + 7.10. Dans le diagramme $(\epsilon\text{Nd})_i$ vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, les champs des intrusions à affinités adakitiques et des roches calco-alcalines se recouvrent (Fig. 5.27). Notons que les rapports $(\epsilon\text{Nd})_i$ de l'adakite et des roches d'affinité adakitique sont comparables à ceux des roches des terrains océaniques analysés au chapitre III ($+1.8 < (\epsilon\text{Nd})_i < +7.9$). Si on compare nos intrusifs Miocènes aux laves de Pichincha, Antisana et Sumaco, on observe que les roches adakitiques de Pichincha tombent sur le champ de nos intrusifs calco-alcalins. Les laves d'Antisana, ont des rapport plus faibles en $(\epsilon\text{Nd})_i$ que nos intrusifs et les roches calco-alcalines de Sumaco ont des rapports en $(\epsilon\text{Nd})_i$ similaires aux adakites du Pichincha.

Isotopes de Pb

Dans le diagramme $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (Fig. 5.28a), les échantillons tombent dans le champ des OIB, mais les roches calco-alcalines tendent vers le pôle EM2, alors que l'adakite et les roches à affinité adakitique tendent vers le pôle BSE (*Bulk Silicate Earth*). A l'exception du microgabbro 04L18, tous les échantillons se situent dans la zone définie par les adakites récentes d'Equateur (zone de couleur jaune) (Bourdon et al., 2003). Le microgabbro 04L18 quant à lui, se situe dans la zone des roches d'arc magmatique d'âge miocène à récent (zone de couleur vert foncé) (Chiaradia et al., 2004). Rappelons que ce microgabbro se différencie pétrographiquement des autres échantillons en étant le seul à présenter une texture fluidale. L'examen détaillé de ce diagramme (Fig. 5.28b) montre que les roches adakitiques et d'affinité adakitique ont des valeurs en $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ et $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, moins élevées que les roches calco-alcalines.

De même, dans le diagramme $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ (Fig. 5.29a), les échantillons se situent dans le champ défini par les plateaux océaniques du Crétacé supérieur (Mamberti et al., 2003). La plupart de ces échantillons tombent dans le champ des roches adakitiques récentes d'Equateur (Bourdon et al., 2003) et que comme dans la figure 5.28a et b, le microgabbro 04L18 est situé dans le champ des roches d'arc du Miocène à récent. Un agrandissement de ce diagramme (Fig. 5.29b) montre que l'adakite et les roches d'affinité adakitique sont moins radiogéniques que les roches calco-alcalines, qui montrent une forte influence du pôle EM2.

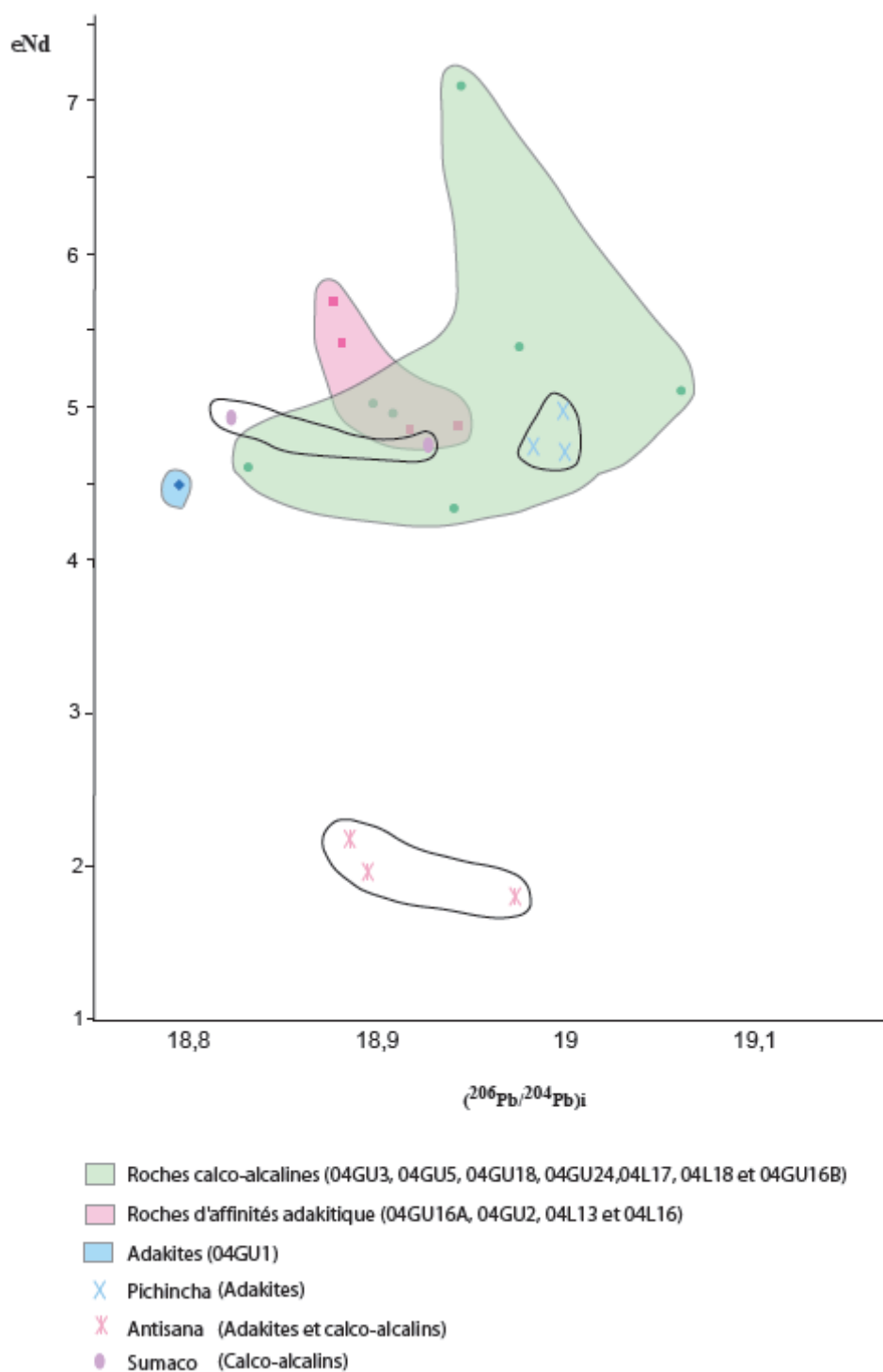


Figure 5.27. $(\epsilon Nd)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$.

On a distingué trois zones : adakite en bleu, affinité adakitique en rose et roches calco-alkalines en vert.

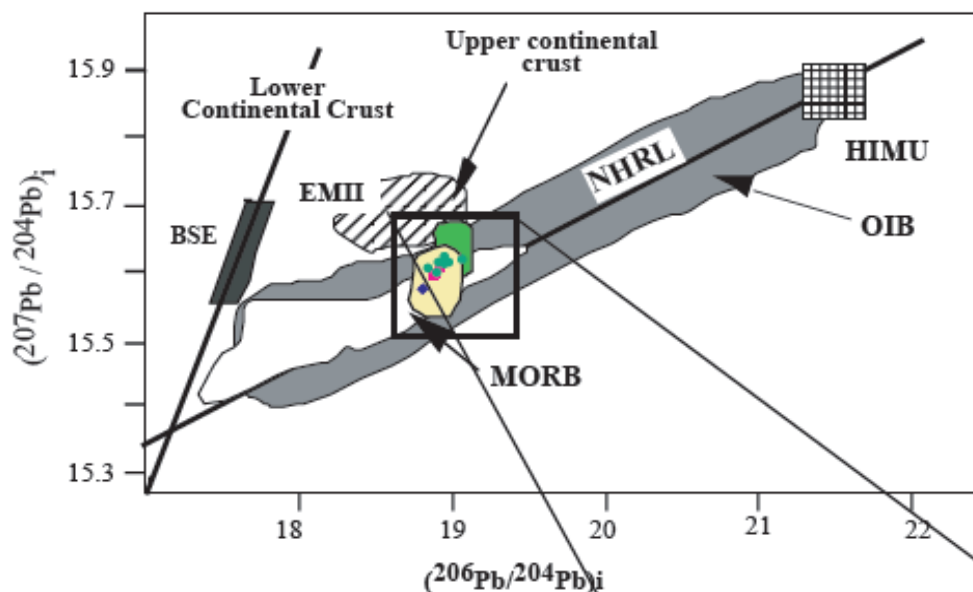
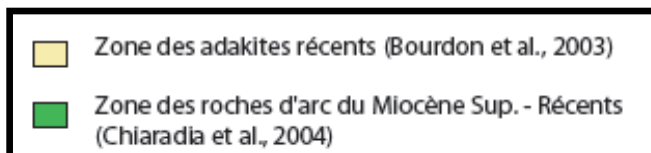
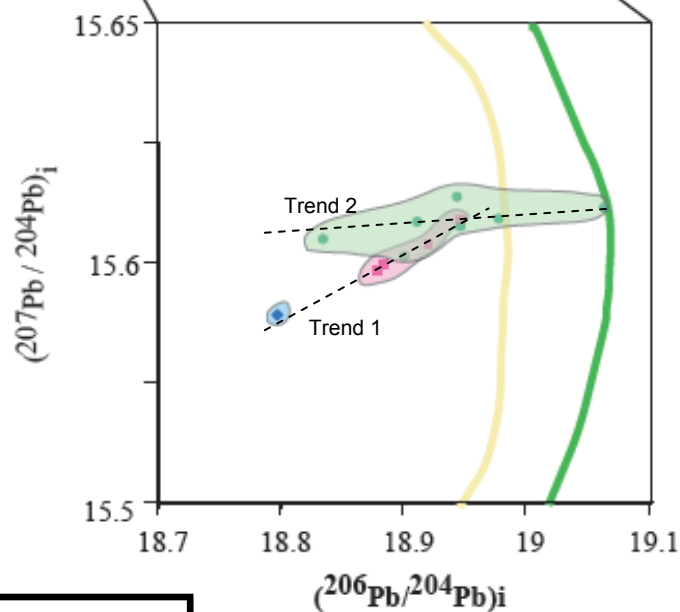


Figure 5.28a (en haut)
Diagramme $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, les intrusifs miocène tombent dans la zone des OIB et la zones des adakites récents (Bourdon et al., 2003) sauf le microgabbro 04L18 qui se situe dans la zone des roches d'arc magmatique d'âge Miocène à récent (Chiaradia et al., 2004).

Figure 5.28b (en bas)
Détail de la figure 5.27a, montrant deux alignements bien marqués :
Alignement 1 : adakite et roches d'affinités adakitique, et
Alignement 2 : roches calco-alcalines.



- Roches calco-alcalines (04GU3, 04GU5, 04GU18, 04GU24, 04L17, 04L18 et 04GU16B)
- Roches d'affinités adakitique (04GU16A, 04GU2, 04L13 et 04L16)
- Adakites (04GU1)

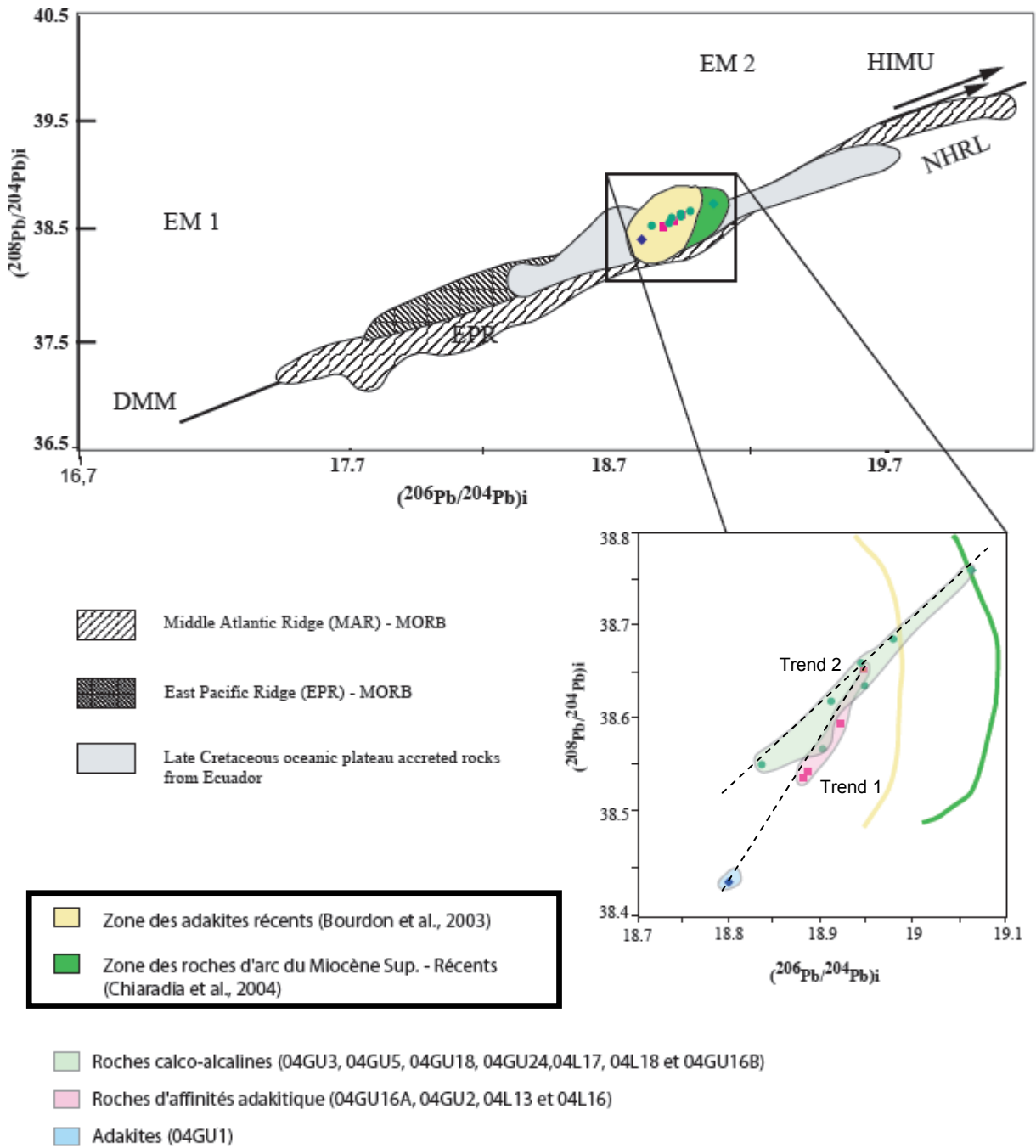


Figure 5.29a, en haut : Diagramme $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$.

Les intrusifs étudiés se situent dans la zone des plateaux océaniques accrétés au Crétacé en Equateur (Mamberti et al., 2003) et dans la zones des adakites récentes (Bourdon et al., 2003), sauf le microgabbro 04L 18 qui tombe dans la zone des roches de l'arc magmatique miocène (Chiaradia et al., 2004) .

Figure 5.29b, en bas : Détail de la figure 5.28a. On y voit deux alignements bien distincts.

Trend 1 : adakite et roches d'affinités adakitique, et trend 2 : roches calco-alkalines.

Les deux diagramme $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i / (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ montrent donc clairement deux alignements, l'alignement 1 tracé par l'adakite et les roches d'affinité adakitique, et l'alignement 2 défini par les roches calco-alcalines. Ces deux trends se superposent dans les deux figures.

Isotopes du Sr

La figure 5.30 montre que l'adakite a la valeur de $(^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})_i$ la plus basse (= 0.703470), que les roches d'affinités adakitiques se trouvent en position intermédiaire ($(^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})_i < 0.703860$), alors que les roches calco-alcalines montrent des valeurs intermédiaires mais aussi les plus hautes ($(^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})_i < 0.704164$).

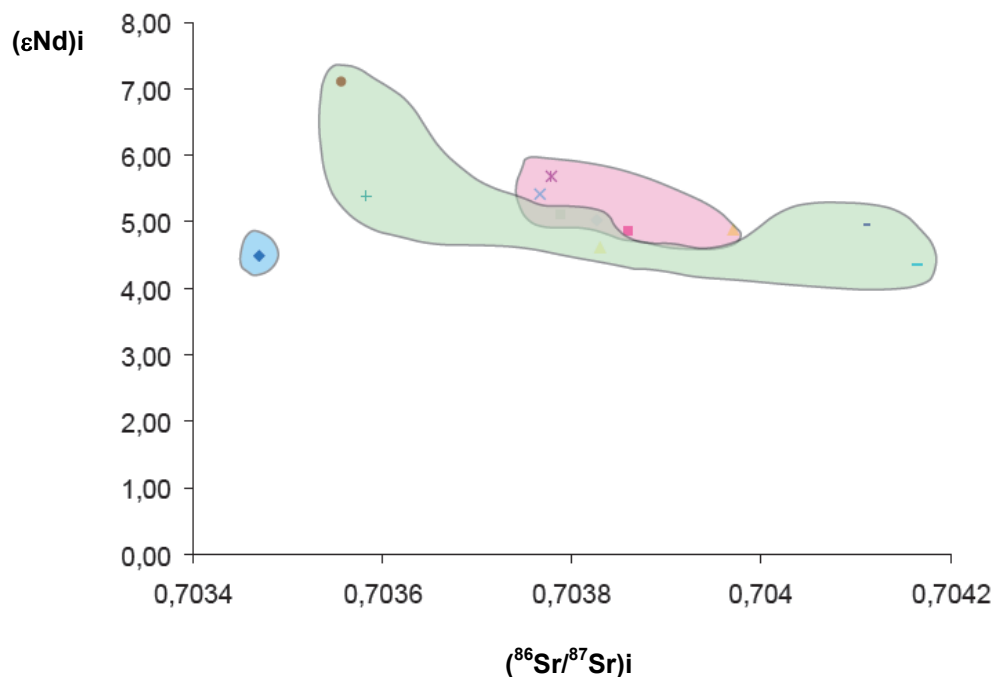


Figure 5.30. Diagramme $(\epsilon\text{Nd})_i$ vs $(^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})_i$. Trois zones sont soulignées : adakite en bleu, roches d'affinité adakitique en rose, et roches calco-alcalines en vert.

De la géochimie isotopique on peut donc déduire que :

- Les roches calco-alcalines sont plus radiogéniques en Pb et Sr que les roches adakitiques ou à affinité adakitique. Leurs valeurs de $(\epsilon\text{Nd})_i$ varient entre les pôles MORB (04GU3) et EM2 (04GU24).
- Les roches d'affinité adakitique sont moins radiogéniques en Pb et Sr, mais leurs valeurs de $(\epsilon\text{Nd})_i$ sont plus élevées que les roches calco-alcalines.
- La roche adakitique est la moins radiogénique en Pb et Sr et présente les valeurs de $(\epsilon\text{Nd})_i$ les moins élevées. Elle est moins influencée par la composante EM2 et plus proche de la composante OIB.

Les isotopes du Pb montrent deux trends qui se superposent. Cela pourrait indiquer que la source des roches calco-alcalines est différente de celle des roches d'affinité adakitique et de l'adakite. La première source (roches calco-alcalines) comporterait un apport plus important en sédiments subduits que la deuxième (adakite et affinité adakitique), mais les deux sources se mélangeraient.

5.4 Discussion et conclusions

La géologie de la marge équatorienne est marquée par la présence de plusieurs terrains océaniques (plateaux océaniques, arc insulaire) accrétés et sous-plaqués au craton sud américain. Ce matériel océanique a donc pour effet de participer activement à la croissance continentale (Barth et al., 2000), et de surépaissir le système par la base, contribuant ainsi à la surrection du relief de la chaîne andine dans cette zone. Le but de ce chapitre est d'apporter des données afin de déterminer si ce matériel océanique a pu contribuer à la genèse des magmas adakitiques actuellement observés dans l'arc magmatique d'Equateur.

5.4.1 Que nous apportent nos données ?

A partir des éléments traces et des terres rares, on a pu déterminer que les intrusifs étudiés appartiennent à trois groupes différents : roches calco-alcalines, roches d'affinité adakitique et une adakite. On observe également que nos roches d'affinité adakitique et l'adakite ne sont pas plus riches en MgO que les roches calco-alcalines.

Les données isotopiques nous indiquent que la signature des adakites se trouve dans le champ des terrains océaniques (plateaux et arcs) accrétés; alors que celle des intrusions calco-alcalines se trouve entre le champ des plateaux océaniques et celui des MORB avec une tendance vers EMII. On peut penser que la composante sédimentaire a joué un rôle important dans la genèse des intrusifs à caractère calco-alcalin. En effet les échantillons les plus adakitiques sont aussi ceux qui présentent la moins forte signature sédimentaire.

5.4.2 Modèles proposés pour la genèse des adakites d'Equateur

1. Modèle de subduction plane (Gütscher et al. (1999, 2000a, 2000b), Bourdon et al. (2003))

Guillier et al. (2001) ont montré par la distribution de la sismicité que (1) les plateaux océaniques sont engagés sous la marge andine avec un pendage de $\approx 35^\circ$ et peuvent donc constituer la racine crustale de la Cordillère Occidentale d'Equateur, et (2) que la lithosphère océanique subduit actuellement avec un pendage proche de 25 à 35° . Le modèle de genèse des adakites équatoriennes grâce à une subduction plate (Gütscher et al., 1999, 2000a, 2000b) n'est donc pas en accord avec les données géophysiques.

Par ailleurs, la subduction plane serait due à l'entrée en subduction de la ride asismique de Carnegie, elle-même pouvant fondre pour donner les magmas adakitiques observés actuellement. Pourtant, cette ride subduit sous la partie nord de nos zones d'échantillonnage (04GU, 04L et 04SQ), et l'intrusion la plus adakitique (04GU1) est aussi une des plus méridionales. Si la ride avait une influence sur le caractère adakitique des laves récentes, on devrait observer le contraire (Fig. 1.18).

De plus, pour atteindre la fusion partielle du slab lors la subduction, la lithosphère océanique doit atteindre 80-100 km de profondeur pour arriver à des températures de 850°C à 900°C ; ces conditions peuvent avoir lieu si le slab est jeune (< 10 Ma). Mais en Equateur la plaque Nazca subduit à une vitesse de ≈ 8 cm/an et est vieille de 15 à 20 Ma. Dans ces conditions le gradient géothermique dans la zone de subduction ne peut pas atteindre les conditions de fusion du slab (Peacock et al., 1994). De plus, les intrusifs de la Cordillère W ont un âge moyen de 10 Ma, période à laquelle la ride de Carnegie n'avait pas commencé à subduire, donc l'adakite et les roches d'affinité adakitique n'ont pu être formées grâce à la subduction plate de cette ride.

2. Modèle de fusion d'un manteau métasomatisé

L'arrêt de la subduction entre le Jurassique supérieur (≈ 140 Ma) et l'Eocène (≈ 40 Ma) (Aspden et al, 1987 ; Jaillard et al., 1990) a probablement permis une homogénéisation du manteau. De plus étant donné l'âge relativement récent de la reprise de la subduction (≈ 40 Ma), il est peu probable que le manteau ait été fortement métasomatisé, car le temps nécessaire à la réalisation de ce processus est trop court. De plus, les intrusifs à tendance adakitique ne sont pas plus riches en MgO que les intrusions calco-alkalines, suggérant que la source de nos magmas à affinité adakitique est plutôt crustale que mantellique.

La métasomatose du manteau en Equateur serait restreinte à la zone où la ride de Carnegie est en subduction. L'âge d'entrée de cette ride dans la zone de subduction est controversé : 2 - 3 Ma pour Egüez et Aspden (1993) et Lonsdale (1978) ; 5 Ma pour (Bourdon et al., 2002a ; 2003a) ; 8 Ma pour Gütscher et al. (1999a) ; 9 – 10 Ma pour Hungerbühler et al. (2002), ou encore 15 Ma (Spikings et al., 2001 : 2005). La datation de l'entrée en subduction de la ride Carnegie est basée sur des méthodes et des hypothèses différentes. Lonsdale (1978) a estimé un âge de 2 à 3 Ma grâce à un étude des profils sismiques et du soulèvement des bassins d'avant-arc et des terrasses marines. Des âges plus récents (< 2 Ma) sont aussi proposés par Witt et al. (2006). En se basant sur la morphologie côtière, la topographie et la sismicité à l'aplomb de la ride de Carnegie, Gütscher et al. (1999) considèrent que la ride est rentrée en subduction il y a 8 Ma. Des âges plus anciens, de 10 à 15 Ma, ont été proposés d'après des épisodes de surrection mesurés par traces de fission dans les Andes d'Equateur (Hungerbühler et al., 2002; Spikings et al., 2001; 2005).

Bourdon et al. (2002a; 2003) proposent que la ride soit rentrée en subduction il y a 5 Ma, en se basant sur le changement au cours du temps, d'une signature géochimique calco-alkaline pour les édifices anciens, à des affinités adakitiques pour les produits les plus récents (Bourdon, 1999; 2002a; 2002b; Bourdon et al., 2003; Samaniego, 2001; Samaniego et al., 2002 ; 2005). L'évolution dans le temps depuis des roches calco-alkalines jusqu'à des laves adakitiques à été observée pour la plupart des complexes volcaniques en Equateur. Elle serait lié aux modifications de la structure thermique associées à l'entrée de la ride en subduction.

Si l'on admet que l'origine des adakites récentes d'Equateur est sous l'influence de la ride Carnegie (Monzier et al. 1997, Barragán et al. 1998; Bourdon, 1999; Bourdon et al., 2002a; 2002b; 2003; Samaniego, 2001; Samaniego et al., 2002; 2005, Hidalgo et al., 2006), reste à déterminer l'origine des adakites émises avant l'entrée de la ride Carnegie en subduction. C'est le cas de certains

des intrusifs étudiés, et d'une adakite albiennaise reportée dans le SW de l'Equateur (Reynaud, 1996), dont il est intéressant de noter qu'elle se situe près du complexe océanique sous-plaqué de Raspas, métamorphisé en faciès éclogite à amphibolite (Gabriele, 2002).

3. Modèle de contamination crustale

Selon le modèle de Chiaradia et al. (2004), les laves de l'arc miocène à récent (AMR) de la Cordillère occidentale se seraient formées par l'interaction du magma basique peu radiogénique avec un magma plus felsique issue de la fusion partielle de grenat résiduel riche en ^{87}Sr et ^{207}Pb , à des profondeurs > 20 Km. Cette interaction aurait permis l'assimilation de Pb et de Sr, donnant la signature adakitique des AMR. L'interaction de ces magmas aurait été possible à la fusion de la ride Carnegie en subduction avec le coin du manteau. Si ceci était vrai, nos intrusifs adakitiques ou d'affinité adakitique devraient être aussi radiogéniques en Pb et en Sr que les roches de l'AMR. Or, nos intrusifs adakitiques sont moins radiogéniques que les roches adakitiques de l'AMR. Ces données ne supportent donc pas l'hypothèse proposée par Chiaradia et al. (2004).

Nos données ne supportent donc pas les hypothèses de la **subduction plane**, de la **métasomatose** du coin mantellique, de l'**interaction du magma** avec les niveaux inférieurs de la croûte inférieure, invoquées pour la genèse de nos intrusifs adakitiques.

Autres modèles proposés pour la genèse d'adakites dans le monde

1. Subduction d'une dorsale active et/ou d'une croûte jeune et chaude

Au Chili, la Plaque de Nazca (au nord) et la plaque Antarctique (au sud), séparées par la dorsale active du Chili, entrent en subduction sous la plaque Sud-Américaine (point triple du Chili). Cette subduction est oblique, ce qui fait que l'âge de la croûte qui rentre en subduction varie du nord au sud (Guivel et al., 1999). Les adakites du Chili se trouvent dans la partie plus méridionale de l'arc chilien (Zone Volcanique Austral), là où la croûte océanique subduite est la plus jeune, donc la plus chaude. Ce contexte géologique ne s'applique pas à l'Equateur

2. Fusion de parties profondes de la croûte continentale

Dans d'autres parties du monde, des adakites émises au-dessus d'une croûte surépaissie ont été mentionnées. Au Tibet, l'épaississement de la croûte continentale ($> 50\text{Km}$) facilite le métamorphisme en faciès amphibolite à granulite de haute pression de la croûte inférieure, et la chaleur générée par les éléments radioactifs de la croûte continentale peut permettre de développer une fusion partielle (Chung et al., 2003 ; Hou et al., 2004). En Chine dans la région de Ningzhen, des magmas adakitiques ont été produits au Crétacé Inférieur, quand l'épaisseur de la croûte continentale aurait été de $> 40\text{Km}$ (Xu et al., 2002). Ces observations montrent que les parties inférieures d'une croûte continentale, peuvent fondre quand il y a sur-épaississement. Si les roches sont préalablement métamorphisées en faciès amphibolite à grenat ou éclogitique, elles peuvent donner des magmas adakitiques.

5.4.3 Proposition d'un modèle en accord avec la géodynamique régionale

En Equateur, Kilian et al. (1995) avaient déjà proposé que les adakites quaternaires du Chimborazo étaient issues de la fusion partielle des terrains océaniques sous-plaqués. L'hypothèse de la fusion partielle de terrains accrétés au Crétacé et métamorphisés en faciès amphibolite à grenat, a été aussi proposée par Arculus et al. (1999).

Si on compare les données isotopiques de nos intrusifs d'affinité adakitique à celles des écaïlles de terrains océaniques accrétés à la marge Equatorienne, on observe que ces données sont très similaires (Fig 5.31), les magmas à affinités adakitiques tombant dans le champ des OIB. Ces données sont compatibles avec l'hypothèse d'une fusion partielle des terrains océaniques sous-plaqués.

Nous proposons un modèle à deux sources pour nos intrusifs :

1. La principale source des magmas calco-alcalins est le coin mantellique, contaminé par les sédiments entraînés lors la subduction.
2. La principale source de nos adakites serait la racine des Andes en Equateur.

Au moment de leur accréation et placage sous la marge équatorienne, les terrains océaniques (plateau et arc) sont métamorphisés dans des faciès à grenat. Il subissent ultérieurement un métamorphisme de haute température à la faveur de la chaleur créée par la formation de l'arc de type andin. La présence d'eau, libérée par les amphibolites, ou par la lithosphère océanique subduite, entraînerait la fusion partielle des metabasites à grenat, notamment du plagioclase, et la formation des adakites.

Cependant ces deux sources sont mélangées, et les roches étudiées se répartissent entre le pôle nettement calco-alcalin 04L18 et le pôle typiquement adakitique 04GU1. De plus, la position géographique des échantillons suggère également l'existence de deux sources différentes mélangées. Les échantillons 04GU16A et 04GU16B, prélevés dans des endroits très proches, montrent des affinités adakitique et calco-alcaline, respectivement. De même pour 04GU1, typiquement adakitique, et 04GU2 d'affinité calco-alcaline. La co-existence des deux types d'intrusifs à proximité l'un de l'autre supporte également le modèle à deux sources ou le mélange de ces dernières. Enfin, l'influence adakitique des magmas diminue vers l'ouest, conformément à la disparition du matériel océanique sous-plaqué sous la Cordillère Orientale.

La diminution vers l'ouest de la composante adakitique des magmas a aussi été observée par différents auteurs. Samaniego (2001) a démontré que le magmatisme du Complexe Volcanique Cayambe (Cordillère Royale) passe rapidement d'un magmatisme calco-alcalin à un magmatisme adakitique vers l'est. Il propose deux hypothèses pour expliquer cette transition: 1) un changement géodynamique important qui permettrait la fusion de la plaque subduite plutôt que celle du coin mantellique et 2) un changement du degré d'interaction entre des adakites issues de la fusion de la croûte océanique subduite et le coin du manteau, en considérant que la fusion de la croûte océanique a existé depuis longtemps. Ceci se traduit en un apport continu des adakites riches en eau dans la métagénèse du manteau qui permettrait une saturation plus rapide de la péridotite mantellique.

Beate et al. (2001), Bourdon et al. (2002a; 2002b; 2003), Gütscher et al. (1999; 2000a), Samaniego et al. (2002; 2005) proposent que l'arrivée de la ride de Carnegie d'âge relativement jeune ait produit des changements thermiques importantes, favorisant la fusion de la croûte océanique subduite. Cette proposition est en accord à la première hypothèse proposée par Samaniego (2001).

Pour nous, la diminution du caractère adakitique des magmas d'est à ouest est due, non à la métasomatose du coin du manteau, puisque celle-ci étant relativement récente (Eocène \approx 40 Ma), n'a pu provoquer une métasomatose importante du coin mantellique ; ni à la subduction de la ride Carnegie, puisque l'influence de la ride ne peut expliquer la présence d'adakites antérieures à son entrée en subduction, mais à l'influence de la racine orogénique de nature océanique de la Cordillère Occidentale, qui disparaît sous la Cordillère Royale.

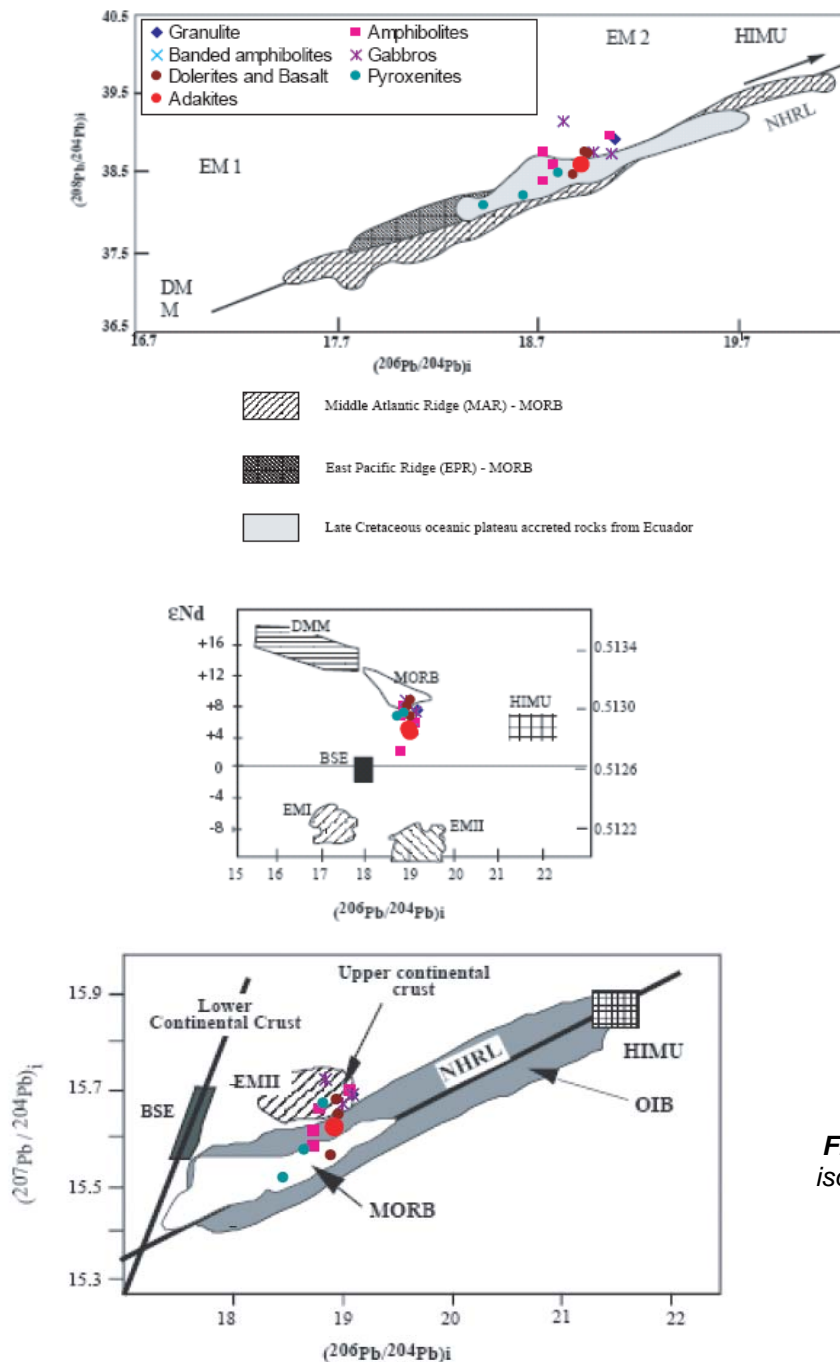


Figure 5.31. Comparaison isotopique entre les écaïlles métamorphiques et les adakites intrusives.

CHAPITRE VI : SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES



6.1 Synthèse et Conclusions

L'étude géochimique et isotopique des écaïlles magmatiques, métamorphisées ou non, exhumées par les failles transpressives de la structure en fleur de la Cordillère Occidentale, montre que tout le matériel échantillonné est d'origine océanique, généré soit par un panache mantellique (plateau océanique), soit par un magmatisme d'arc insulaire. Seules quelques métapélites à grenat sont dérivées de sédiments terrigènes, probablement coincés dans les plans de subduction/accrétion.

La plupart des basaltes et dolérites ont des caractéristiques de roches océaniques. Les autres basaltes et/ou dolérites sont typiques d'arc. Les gabbros et les pyroxénites non foliées ont des caractéristiques de roches cumulatives (Fig. 6.1). Les pyroxénites foliées et les péridotites sont des roches très appauvries ; leurs caractéristiques minéralogiques, pétrographiques et géochimiques montrent qu'elles proviennent du manteau. Les pyroxénites foliées sont considérées comme des roches dérivées du manteau appauvri et contaminé par les fluides de la subduction, et les péridotites sont issues du manteau également appauvri, mais sans traces évidentes de métasomatose. Ces roches sont donc interprétées comme appartenant à une base d'arc insulaire associé aux plateaux.

La géochimie de la plupart des roches métamorphiques (amphibolites et granulites) montre que leur protolithe appartenait à un plateau océanique ; leurs spectres de terres rares sont aplatis et similaires aux basaltes et dolérites de plateau. Du point de vue isotopique, ces roches appartiennent donc aux terrains océaniques accrétés au Crétacé à la marge W d'Equateur.

La composition des métapélites est similaire à celle des roches silicatées de la croûte continentale.

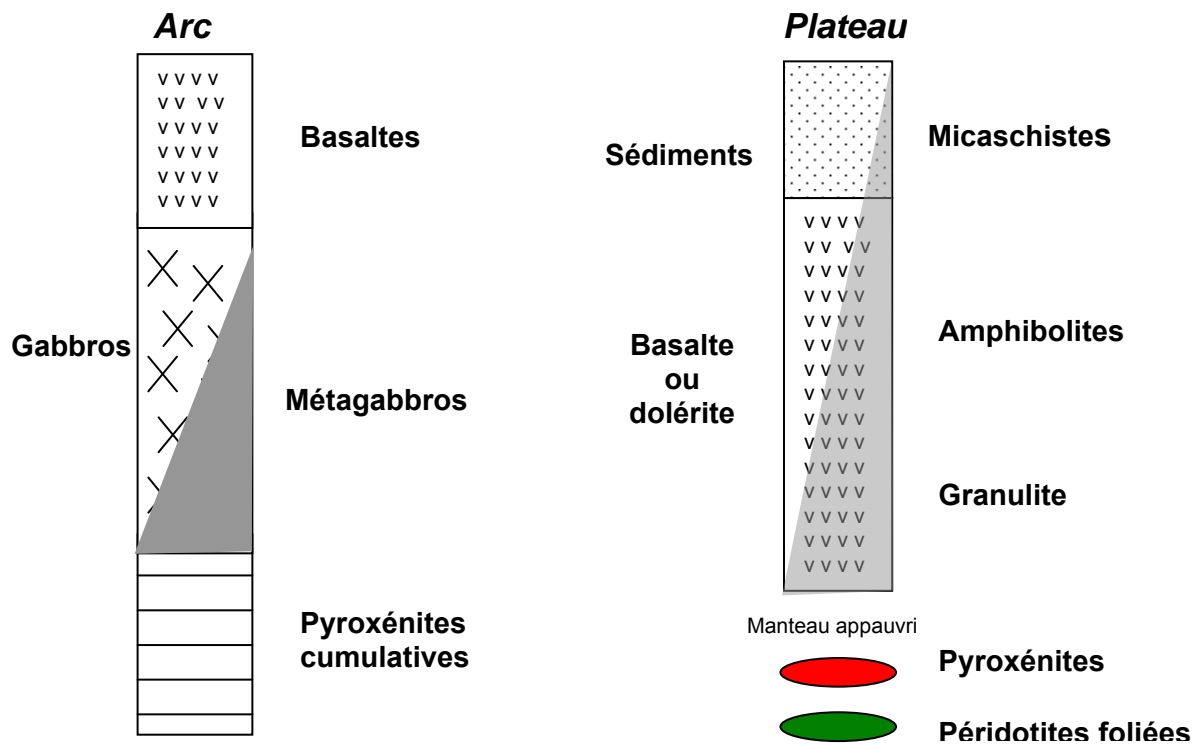


Figure 6.1 Profils schématiques sans échelle, montrant la position relative des roches étudiées : d'arc (**droite**) ; plateau (**gauche**). Il ne montre pas l'épaisseur, ni le profil complet que peut avoir un arc ou un plateau océanique.

Nos données géochimiques supportent donc l'hypothèse émise par Guillier et al. (2001) et Jaillard et al. (2002), selon laquelle la racine crustale soutenant le relief de la Cordillère Occidentale d'Equateur est de nature océanique.

Nous proposons que la dissemblance du relief entre Andes du Nord et Andes centrales est une conséquence de la différence de nature de leur racine. En effet, à épaisseur égale de la racine (≈ 60 à 70 km), l'Altiplano du Sud du Pérou et de Bolivie a une altitude moyenne plus importante (4000 m en moyenne) que les Andes équatoriennes (2500 m en moyenne). Cette différence est due à la densité de la racine. Dans les Andes centrales, la racine qui supporte le relief est de nature continentale, présente donc une densité faible, et exerce donc une poussée d'Archimède et par suite une surrection importantes. En Equateur par contre, la racine d'origine océanique présente une densité élevée, exerçant à volume égal une poussée d'Archimède moins importante que dans les Andes centrales, suscitant donc une surrection moins importante. Les études gravimétriques ont également montré que la racine est probablement de nature océanique (forte anomalie de Bouguer : $+162$ mgal ; Feininger & Seguin, 1983). En faveur de cette interprétation, notons que les périodes de surrection de relief en Equateur sont liées, à l'exception du Campanien supérieur, aux accrétions des terrains océaniques (Toro et Jaillard, 2005 ; Toro, 2006). Le plan de subduction actuel montre un pendage vers l'est de 25° - 30° , conforme aux plans de sutures des accrétions, dont le pendage a été accentué par les compressions ultérieures (Bonnardot, 2003).

D'autre part, pyroxénites et péridotites sont très difficiles à trouver sur le terrain et ne représentent qu'une très faible proportion des roches magmatiques exhumées et échantillonnées. Ce même déséquilibre entre roches mantelliques et crustales est également visible sur les cartes géologiques d'Equateur. Les terrains accrétés semblent donc essentiellement représentés par du matériel crustal, le matériel mantellique étant presque absent. Ce constat mène à proposer que la plus grande partie du manteau lithosphérique des terrains accrétés s'est détachée et a plongé dans l'asthénosphère. Ce détachement semble avoir été précoce dans le processus d'accrétion. Dans le cas contraire en effet, des portions de manteau lithosphérique seraient restées coincées entre les terrains crustaux, et affleueraient encore aujourd'hui. Cette observation suggère que le manteau de la lithosphère impliquée dans l'accrétion a une densité comparable à celle du manteau, et/ou que le contact croûte-manteau lithosphérique soit mécaniquement plus faible que le contact lithosphère-asthénosphère, peut-être en raison de la serpentinitisation du contact croûte-lithosphère au niveau des dorsales.

L'étude minéralogique et géochimique des roches exhumées nous a permis de déterminer les conditions thermobarométriques de l'évolution métamorphique de la racine des Andes d'Equateur. Cependant, l'absence de datations des metabasites étudiées, en raison d'une panne d'appareillage, puis d'un trop faible teneur en potassium de ces roches, ne permet pas pour l'instant de préciser le calendrier de cette évolution.

Notre hypothèse de travail supposait que les metabasites de haut grade échantillonnées faisaient partie des zones profondes de la racine crustale de la Cordillère Occidentale. Cependant, quelque soit l'origine du métamorphisme, la granulite et les amphibolites étudiées ne présentent pas

de grenat. Elle ne proviennent donc pas d'une profondeur supérieure à ≈ 20 km, alors que la racine actuelle est épaisse de 50 à 70 km (Guillier et al., 2001). Même si nos roches sont de métamorphisme de haut degré, notre échantillonnage est probablement assez superficiel.

Les metabasites étudiées, issues probablement du terrain Guaranda, peuvent être liées à différents épisodes de métamorphisme.

* Un premier événement est la formation du plateau océanique caraïbe au Coniacien (≈ 90 Ma). Un panache chaud remonte du manteau inférieur et arrive sous de la lithosphère, provoquant donc, outre un surépaississement de la croûte océanique, une anomalie thermique susceptible de générer un métamorphisme de Haute Température, mais Basse Pression (Beaudon et al., 2005 ; Fig. 6.2a).

* Un deuxième événement est lié à la formation de l'arc insulaire sur le plateau au Campanien moyen-Maastrichtien moyen (≈ 80 -68 Ma), nécessairement associée à une subduction sous le plateau océanique. Cette dernière génèrera une zone soumise à une basse température et une haute pression, alors que les zones profondes de l'arc insulaire, et donc du plateau qui le supporte, seront soumises à une importante anomalie thermique positive (Fig. 6.2b).

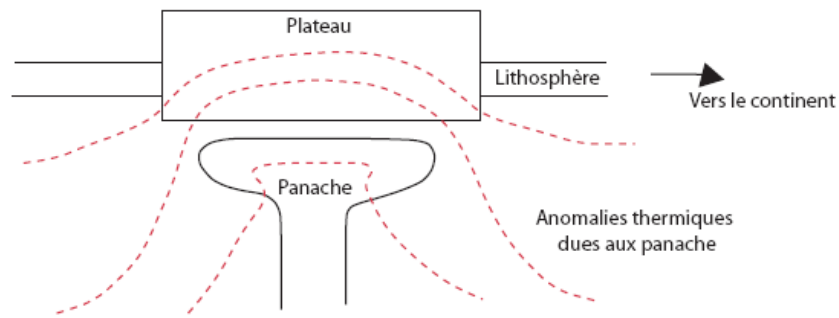
* Puis, le terrain Guaranda s'est accrété à la marge équatorienne au Maastrichtien moyen à supérieur (≈ 68 -65 Ma) par blocage de la subduction et sous-placage, entraînant un troisième métamorphisme comparable à celui qu'entraînerait une subduction, c'est à dire à faciès HP-BT (Fig. 6.2c). Cette suture se trouvera ensuite éventuellement réactivée, d'une part lors de l'accrétion du terrain Piñón-Naranjal au Paléocène supérieur (≈ 58 Ma), et d'autre part lors du rejeu en transpression des accidents majeurs à partir de l'Eocène (e.g. Hughes et Pilatasig, 2002).

* Enfin, après accrétion et sous-placage des terrains, un arc magmatique continental s'est formé à l'Eocène terminal sur la marge andine (≈ 40 -38 Ma), entraînant également une anomalie thermique positive de la racine, et potentiellement la genèse de faciès HT-BP (Fig. 6.2d).

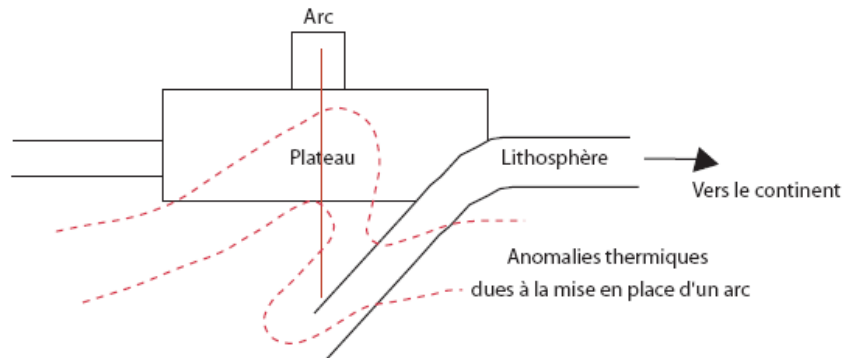
Les analyses thermobarométriques des roches de la racine ont révélé l'existence d'au moins deux événements métamorphiques différents affectant les terrains océanique à grande échelle.

1. Les métapélites montrent un métamorphisme de haute pression et basse température (HP-BT), et seraient donc liées à un épisode d'accrétion. Or l'âge de l'accrétion du terrain Guaranda est de ≈ 68 -65 Ma (Maastrichtien supérieur), alors que celui du terrain Piñón est de ≈ 58 Ma (Paléocène supérieur). L'âge de 52 Ma obtenu sur les phengites de la métapélite de San Juan ne correspond à aucun de ces événements. En revanche, il est proche de l'âge à 48 Ma obtenu par Hughes et Pilatasig (2002) sur des intrusions déformées par le jeu dextre transpressif d'une faille majeure située plus à l'Ouest. Le fermeture du système minéral pourrait alors avoir eu lieu au cours de l'exhumation liée au jeu d'une de ces failles.

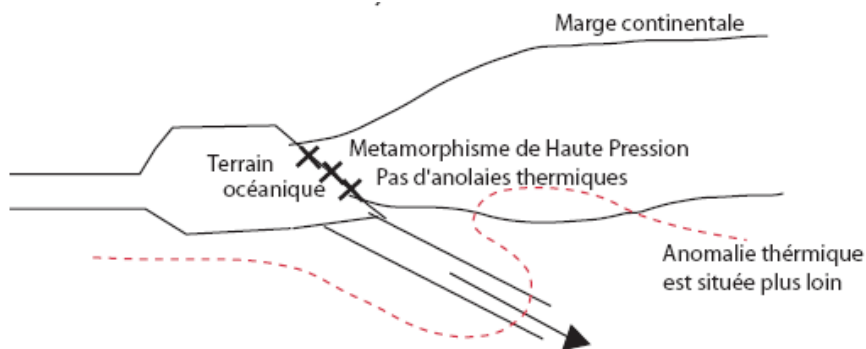
2. Le deuxième événement métamorphique s'est produit dans un faciès Haute Température-Basse Pression. Comme pour Beaudon et al. (2005), les metabasites analysées ont révélé un gradient thermique anormalement élevé. Trois périodes peuvent avoir donné naissance à cette anomalie : la formation du plateau vers 90 Ma, le fonctionnement de l'arc insulaire San Lorenzo entre 80 et 68 Ma, et le développement de l'arc continental tertiaire (≈ 40 -0 Ma).



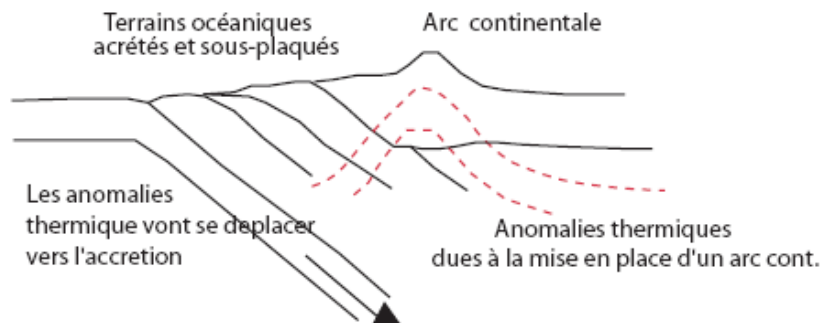
a. Formation du plateau caraïbe (terrain Guaranda) : ≈ 90 Ma



b. Mise en place de l'arc San Lorenzo : 80-68 Ma



c. Accrétion du Plateau Guaranda : ≈ 68 Ma



d. Développement de l'arc continental : < 40 Ma

Figure 6.2. Evolution métamorphique supposée d'un plateau océanique accrété à la marge équatorienne

Au même endroit que nous avons collecté nos amphibolites et granulites (entre Riobamba et Santiago), Vallejo et al. (2006) ont échantillonné une écaille amphibolitique, qu'ils ont datée à 87.1 ± 1.66 Ma. Cet âge, compatible avec l'âge de formation du plateau Caraïbe, montre qu'une partie au moins de nos metabasites de haute température aurait été métamorphisée pendant le premier événement thermique : la formation du plateau. De plus, préserver un tel âge signifie que le système n'a pas été ré-ouvert depuis, suggérant que la roche (1) n'a pas subi le réchauffement de la mise en place de l'arc insulaire San Lorenzo, et (2) n'a pas été enfouie assez profondément pour avoir été réchauffée par le développement de l'arc continental tertiaire.

En tout état de cause, nous ne pouvons donc pas dire à quel événement thermique sont associées nos metabasites de Haute Température, tant que nous ne disposerons pas de datations additionnelles.

L'hypothèse de Gütscher et al. (1999, 2000a, 2000b) selon laquelle la subduction plane de la ride Carnegie serait responsable de la formation des magmas adakitiques est en contradiction avec les données de Guillier et al. (2001) qui montrent que la lithosphère océanique subduit actuellement avec un pendage proche de 25 à 35° . Par ailleurs, les analyses des éléments majeurs ont montré qu'aucun des échantillons d'affinité adakitique n'a de teneur plus forte en MgO que les intrusifs calco-alcalins. Les analyses des éléments traces montrent également que nos échantillons d'affinité adakitique ne sont pas plus riches en Sr et en Pb que les roches calco-alcalines. Nos résultats ne sont donc pas en accord avec les interprétations de Bourdon et al. (2002a, 2002b) et Chiaradia et al. (2004).

D'autre part, Guillier et al. (2001) ont montré que la racine des Andes d'Equateur a une épaisseur de 50 à 70 km, dont nous venons de montrer qu'elle est de nature océanique. En revanche, nous n'avons pas de preuve qu'elle ait été soumise à de fortes anomalies thermiques. Néanmoins, nous pensons qu'une racine de 50-70 km d'épaisseur peut arriver à des conditions de température assez élevées pour que le matériel océanique puisse subir une fusion partielle.

Notons que d'autres auteurs ont proposé que des adakites soient issues de la fusion partielle de la base de la croûte, au Tibet (Chung et al., 2003 ; Hou et al., 2004), en Chine (Xu et al., 2002) et dans la Cordillère Blanche du Pérou (Atherton et Petford, 1993 ; Schilling et al., 2006). Les Andes Centrales sont caractérisées par une forte atténuation sismique et une réduction de la vitesse sismique, interprétées comme des indices d'une température anormalement élevée (Fig. 6.3a), dont nous pensons qu'elle pourrait entraîner la fusion partielle de la racine crustale (Fig. 6.3a). Bien que la lithologie de la racine des Andes du centre (continentale) soit différente à celle des Andes du nord (océanique), un processus de fusion partielle de la racine océanique peut être envisagé. De plus, la géochimie des adakites de la Cordillère Blanche au Pérou montre qu'elles n'ont pu provenir ni de la fusion du slab, ni de la métasomatose du manteau (Atherton et Petford, 1993). Ces auteurs proposent un nouveau modèle invoquant une remontée de magma d'abord stoppée par une croûte épaissie, créant ainsi un sous-placage. Au cours du temps, la croûte épaissie atteindra le champ de stabilité du grenat, et c'est la fusion partielle de cette croûte qui donnera naissance aux adakites.

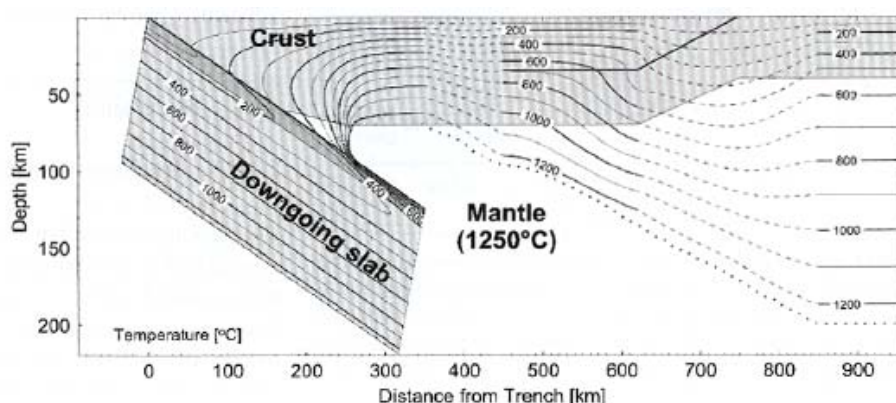
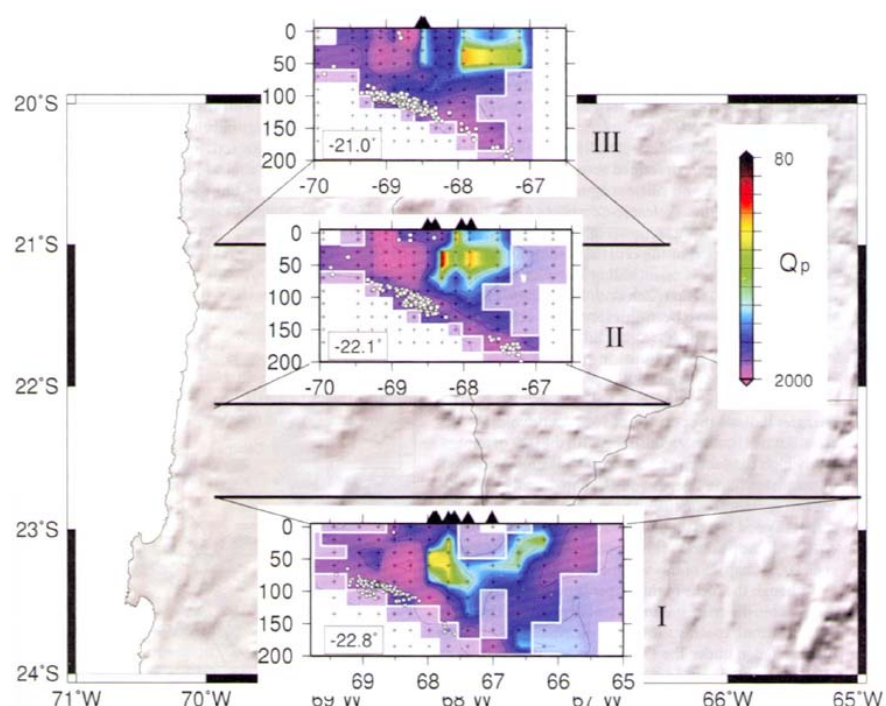


Figure 6.3a. Profils tomographiques E-W des Andes du centre-nord du Chili. Ces modèles montrent une atténuation sismique (en jaune et rouge) en profondeur, suggérant la présence de «liquides» issus de la fusion partielle de la croûte inférieure (Schilling et al., 2006).



Bien que nos données géochimiques ne permettent pas de trancher entre le modèle de manteau métasomatisé et le modèle de fusion partielle de la racine océanique, nous préférons la deuxième hypothèse, déjà défendue par Kilian et al. (1995) et Arculus et al. (1999), pour les raisons suivantes :

- Nos données isotopiques indiquent que la signature des adakites se trouve entre le champ des plateaux océaniques et celui des arcs insulaires, alors que celle des intrusions plus calco-alcalines se trouve entre les MORB et la composante EMII. Ceci suggère fortement que nos adakites proviennent d'une source différente de celle des magmas calco-alcalins.

- D'après les reconstitutions géodynamiques (Fig. 6.3b), la Ride de Carnegie n'est rentrée en subduction qu'il y a 2 Ma (Hey 1977, Lonsdale 1978, Pilger 1984, Sallarés et Charvis, 2003), soit
- Aucune adakite n'est connue au Pérou ou dans le Nord du Chili où la subduction se produit depuis 200 Ma.
- Une adakite albienne est mentionnée tout près des complexes océaniques métamorphiques sous-plaqués de Raspas (SW de l'Equateur, Reynaud (1996)).

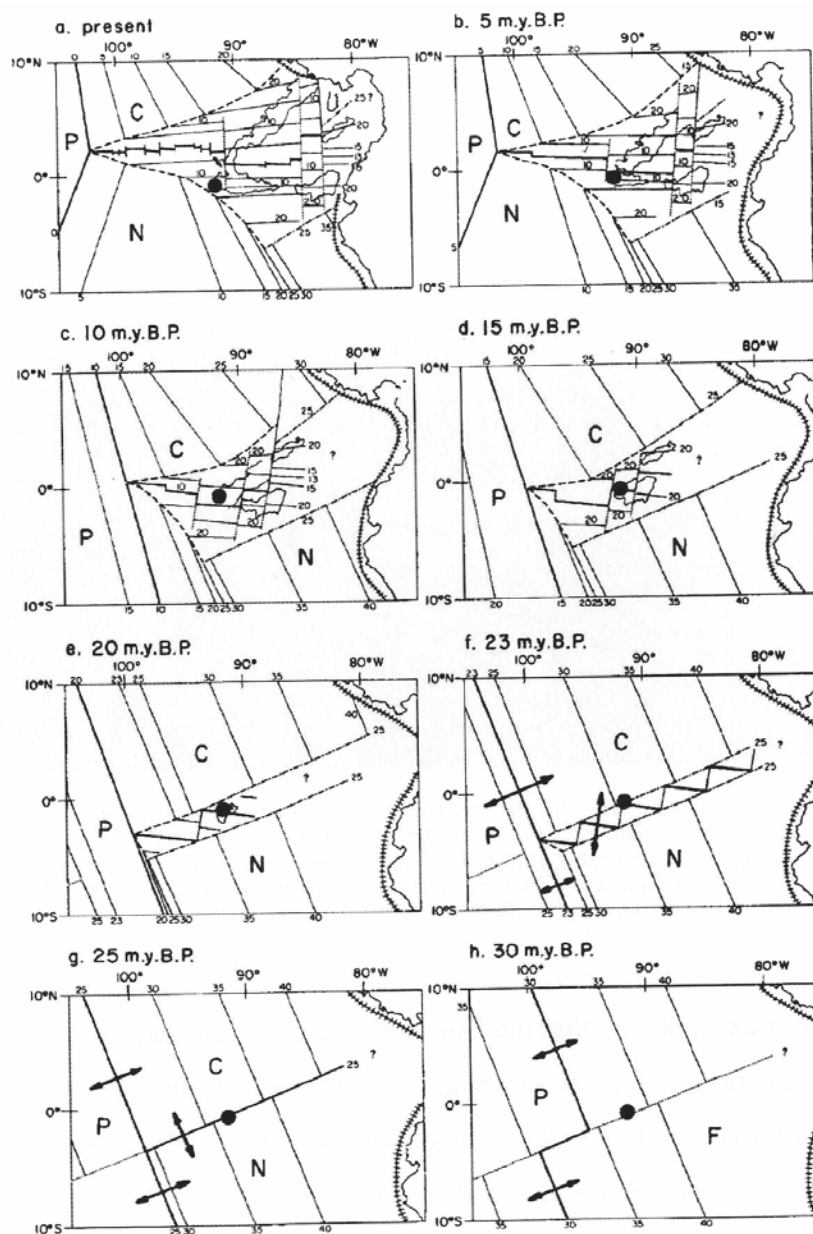


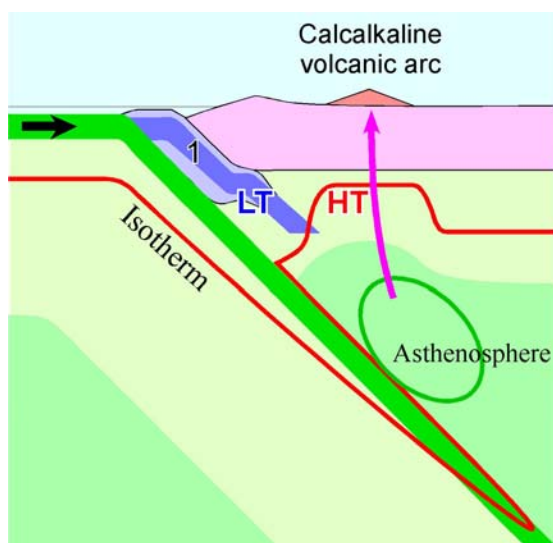
Figure 6.3b. Reconstruction de l'évolution du point chaud de Galápagos et l'ouverture de la ride de Carnegie. D'après Hey, (1977).

L'étude des intrusifs miocènes nous a mené à prouver qu'au moins un des nos intrusifs est une adakite, que d'autres montrent des affinités adakitiques et que quelques-uns sont de nature calco-alcaline. Nos données isotopiques indiquent que la signature des adakites se trouve entre le champ des plateaux océaniques et celui des arcs insulaires, alors que celle des intrusions plus calco-alcalines se trouve entre les MORB et la composante EMII. Ceci suggère fortement que nos adakites proviennent d'une source différente de celle des magmas calco-alcalins.

On aurait alors un modèle à deux sources : (1) le coin mantellique contaminé par les fluides et sédiments entraînés par la subduction donnerait les magmas calco-alcalins, expliquant les composantes MORB et EMII ; et (2) la racine océanique des Andes d'Equateur, serait à l'origine des magmas adakitiques, expliquant la forte influence de la composante OIB dans la signature isotopique de ces derniers. Ces résultats sont en accord avec les interprétations émises par Kilian et al. (1995) et Arculus et al. (1999). L'eau libérée par la lithosphère océanique subduite, associée à l'anomalie thermique liée au développement de l'arc tertiaire entraînerait la fusion partielle des metabasites de la racine et la formation des adakites.

Dans cette interprétation, l'influence des magmas adakitiques devrait diminuer vers l'est (Cordillera Real et zone subandine), puisque la racine crustale de nature océanique est localisée à l'Ouest (Cordillère occidentale). A mesure que l'on va vers l'est, l'influence de la racine sera donc moins marquée et les influences du slab et des sédiments en subduction, et éventuellement de la croûte continentale, seront plus fortes. Ceci était déjà suggéré par Barragán et al. (1998) et Bryant et al. (2006) qui attribuaient cette évolution d'Ouest en Est aux différents socles que les magmas traversent lors de leur remonté. Là encore, la datation des intrusifs adakitiques, confiés à R. Spikings (Genève) et retardée pour des raisons techniques, est nécessaire pour étayer notre hypothèse. En effet, des âges antérieurs à l'entrée de la ride Carnegie dans la zone de subduction nous permettraient d'écarter l'hypothèse du rôle de la Ride Carnegie dans la genèse des adakites.

Notre Hypothèse



Dans un premier temps...

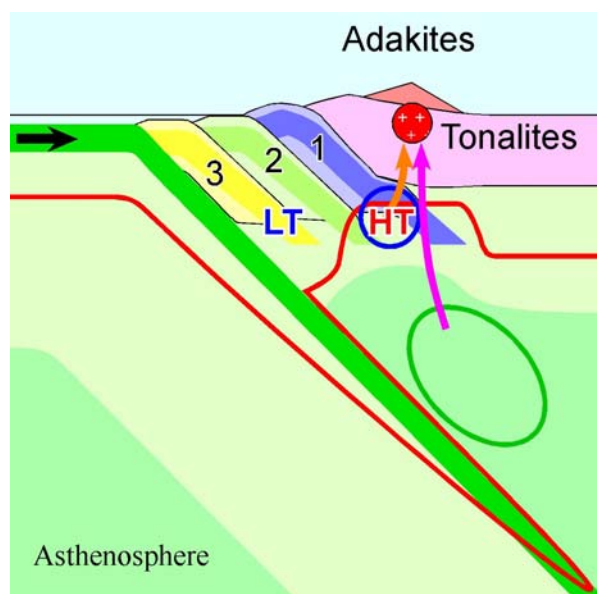
Dans un premier temps les terrains océaniques d'accrètent à la marge équatorienne au Crétacé. L'accrétion se faisant le long d'une zone de subduction, les terrains (plateaux et arcs) sont métamorphisés dans un faciès HP-BT (Fig 6.4a).

Figure 6.4a. Accrétion des terrains océaniques

Dans un deuxième temps...

L'accumulation des terrains fait migrer l'arc magmatique vers l'Ouest, déplaçant d'autant l'anomalie thermique associée, et induisant donc un métamorphisme HT de la racine océanique. La présence d'eau, libérée par la subduction, entraînerait alors la fusion partielle des metabasites de la racine et la formation à l'Ouest d'intrusifs adakitiques, entre l'Oligocène et le Miocène (Fig. 6.4b).

Figure 6.4b. Formation des intrusifs adakitiques



Et enfin la géométrie d'aujourd'hui...

Les failles formées grâce à la compression de la subduction, ont facilité la remonté des magmas, qui forment aujourd'hui des nombreux corps intrusifs de nature calco-alcalines et adakitique (Fig. 6.4c).

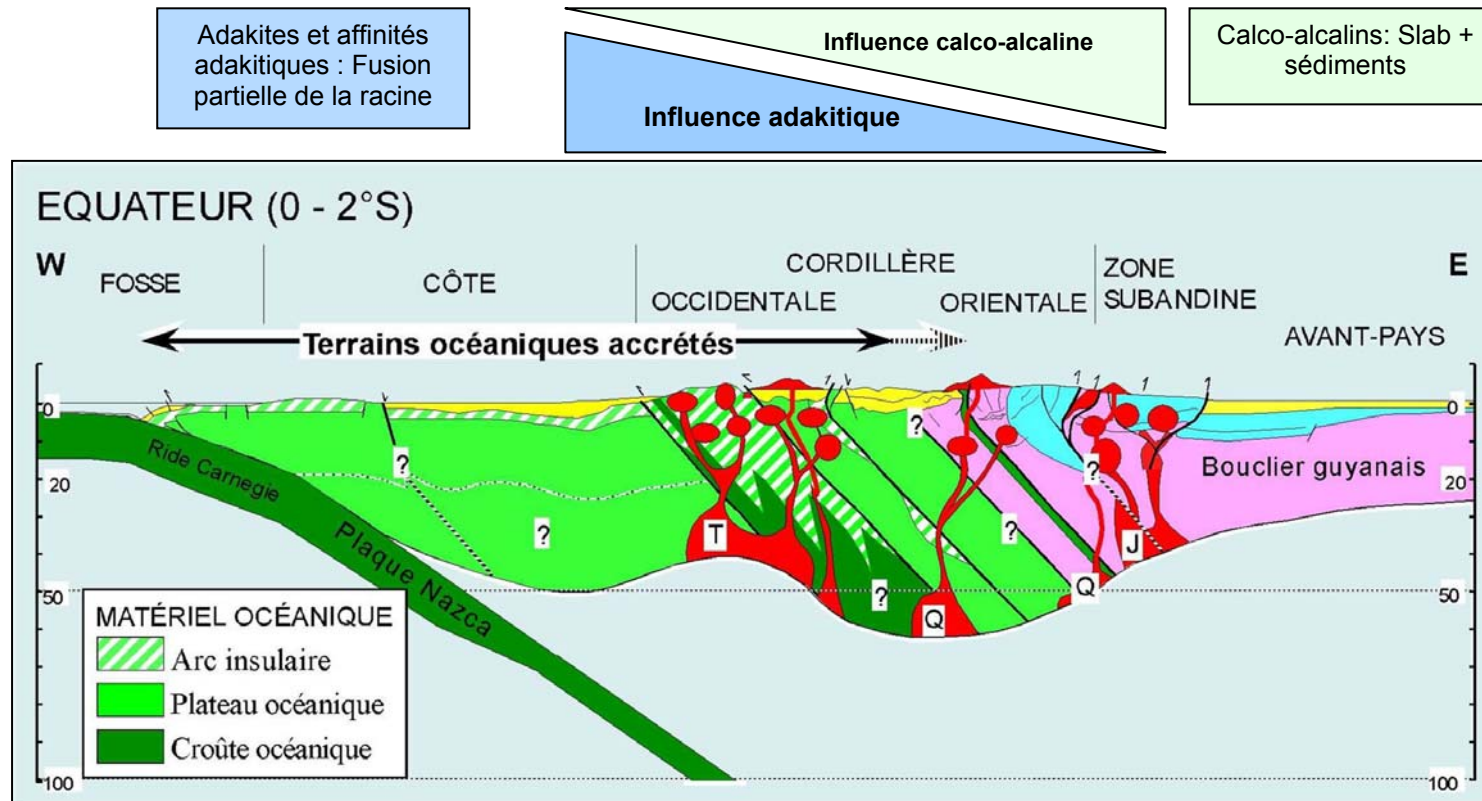


Figure 6.4c. Géométrie actuelle de la racine équatorienne

6.2 Perspectives

1. Continuer l'échantillonnage des écailles de la racine et de xénolites, pour trouver des témoins de la racine profonde, en particulier des amphibolites à grenat, roche source supposée de nos adakites. Même si l'examen des spectres de REE des adakites, montre la présence de grenat dans la source, nous n'avons pas pu la prouver jusqu'ici.
2. Obtenir des datations sur les metabasites pour pouvoir les mettre en relation avec un événement thermique précis.
3. Comparer les caractéristiques des intrusifs miocènes et celles du volcanisme actuel, pour déterminer s'ils ont une origine commune ou si leur origine est liée à des processus différents.
4. Dater les intrusifs adakitiques étudiés, pour voir si l'on peut écarter complètement l'influence de la ride Carnegie sur leur genèse.

BIBLIOGRAPHIE

- Aleman, A., and Ramos, V.-A.,** (2000). The Andean Belt. Northern Andes. Tectonic Evolution of South America. 31 International Geological Congress, Brazil, 390-453.
- Alexander, E.C.,** (1975). ^{40}Ar - ^{39}Ar studies of precambrian cherts. An unsuccessful attempt to measure the time evolution of the atmospheric $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio. *Precambrian Research*, 2, p.239.
- Allibon, J., Monjoie, P., Lapierre, H., Jaillard, E., Bussy, F., Bosch, D.,** (2005). High Mg-basalts in the Western Cordillera of Ecuador. evidence of plateau root melting during Late Cretaceous arc magmatism. In: *Proceedings of the Sixth International Symposium on Andean Geodynamics, Program and Abstracts*, Barcelona, Spain, 33–35.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M and Isacks, B.L.,** (1997). The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annu. Review Earth Planetary Sciences*, 25, 139-174.
- Arculus, R.-J., Lapierre, H. and Jaillard, E.,** (1999). Geochemical window into subduction and accretion processes. Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology*, 27, 547-550.
- Aspden, J.A., Mc Court, W.J. and Brook, M.** (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of geological Society to London*, 144: 893-905.
- Aspden, J.A., Litherland, M., Duque, P., Salazar, E., Bermudéz, R. & Viteri, F.** (1987). Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador, y su posible significación regional. *Politécnica, Monografía de Geología* 5, 12, 81-93, Quito.
- Aspden, J.A., and Litherland, M.,** (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 187-204.
- Atherton, M., and Petford, N.,** (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146.
- Aubouin, J.** (1973) Présentation de la Cordillère des Andes. Review of géographie physique and géologie dynamique, (2), 15: 5-10.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G.-H., Hérail, G.,** (1997). Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes, *Geology* 25, 883–886 .
- Baldock, J.,** (1982). Geology of Ecuador. Explanatory bulletin of the national geological map of the Republic of Ecuador, scale 1:1.000.000, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito.
- Bard, J.P.,** (1983). Metamorphism of an obducted island arc; example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 65, 113-144.
- Bard, J.P.,** (1990). Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. 2 ed, révisée et augmentée. MASSON.
- Barker, F., and Arth, J.G.,** (1976). Generation of trondhjemitic–tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite–basalt suites. *Geology*, 4, 596–600.

- Barker, F.**, (1979). Trondhjemites. definition, environment and hypotheses of origin. In. Barker, F. Ed., Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, 1–12 .
- Barragán, R., Geist, D., Hall, L., Kurz M.**, (1998). Subduction control on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes, Earth and Planetary Sciences Letters, 154, 153–199
- Barrat, J.A., Keller, F., Amossé, J.** (1996). Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP–MS after Tm addition and ion exchange separation, Geostandards Newsletters, 20, 133–139.
- Barth M. G., McDonough W. F., and Rudnick R. L.**, (2000). Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chemical Geology, 165, 197–213.
- Beate, B., Monzier, M ., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J-P.**, (2001). Mio-Pliocène adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador . Quimsacocha volcanic center. Earth and Planetary Sciences Letters, 192, 551-570.
- Beaudon, E.** (2003). Caractérisation pétro-géochimique et isotopique de basaltes et amphibolites de la Cordillère Occidentale d'Équateur. Implications géodynamiques. Mémoire Maîtrise, Université Grenoble I, 31 pp
- Beaudon, E., Martelat, J.-E., Amórtégui, A., Lapierre, H., Jaillard, E.**, (2005). Métabasites de la Cordillère Occidentale d'Équateur . témoins d'une racine océanique sous les Andes d'Équateur. Comptes Rendus Géosciences, 337, 625-634.
- Benítez, S.**, (1995). Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. Géologie Alpine, 71, 3-163.
- Berly, T.**, (2005). Ultramafic and mafic rocks types from Choiseul, Santa Isabel and San Jorge (Northeastern Solomon Island). origins and significance, Australian National University and Université Joseph Fourier, Caberra, Australia and Grenoble, France. Thèse non publiée.
- Berman, R.G.**, (1988). Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂, Journal of Petrology, 29, 445–522.
- Berman, R.G.**, (1991). Thermobarometry using multiequilibrium calculations. a new technique with petrologic applications, Canadian Mineralogy, 29, 833–855.
- Blais, S., Martin, H., Jégouzo, P.**, (1997). Reliques d'une croûte océanique archéenne en Finlande orientale. Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Paris, 325, 397–402.
- Blundy, J.D., and Holland, T.J.B.**, (1990). Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer. Contribution to Mineralogy and Petrology, 104, 208–224.
- Blundy, J.D., and Holland, T.J.B.**, (1994). Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 433–447.
- Boland, M.P., McCourt, W.J., Beate, B.**, (2000). Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°–1°N, escala 1/200.000. Ministerio de Energía y Minas-BGS publications, Quito.
- Bonnardot, M.-A.** (2003). Modélisation numérique des Andes d'Equateur : des accrétiens océaniques à la déformation continentale (80-0 Ma). Mémoire DEA, Université Savoie, 35 p.

- Bosch, D., Gabriele, P., Lapierre, H., Malfere, J.-L., Jaillard, É.,** (2002). Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador). *Geochemical and isotopic constraints. Tectonophysics*, 345, 83-102.
- Boulard, E.** (2006). Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et conditions P-T de roches métamorphiques de l'Equateur. Mémoire Maîtrise, Université Grenoble I, 31 p+ annexes
- Bourdon, E., Elissen, J-P., Cotton, J., Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L.,** (1999).. Les laves calco-alcalines et à caractère adakitique du volcan Antisana (Equateur). *Hypothèse pétrogénétique. Geomaterials*, 328, 443-449.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gütscher, M.-A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C. and Cotten, J.,** (2002a). Slab melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone. adakites and high-Mg andesites from Pinchincha volcano (Ecuador). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 195-206.
- Bourdon, E., Eissen, M.-A., Monzier, M., Robin, C., Hervé, M., Cotten, J., Hall, M.L.,** (2002b). Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador). Evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology*, 43, 199-217.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gütscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.-L. and Cotten, J.,** (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction. the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Sciences Letters*, 205, 123-138.
- Bourgeois, J., Martin, H., Lagabriele, Y., Le Moigne, J., Frutos Jara, J.,** (1996). Subduction–erosion related to ridge–trench collision. Taitao Peninsula_Chile Margin triple junction area. *Geology*, 24, 723–726. Rendus à l'Académie des Sciences, Paris, (II), 311, 173-180.
- Braun, J., Van der Beek P., Batt G.,** (2006). Quantitative Thermochronology, numerical methods for the interpretation of thermochronological data. Editions, Cambridge University Press.
- Bristow, C.R., and Hoffstetter, R.,** (1977). Mexico Estratigrafico. América Latina. Fasc 5, a2, Ecuador 2da edición. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris 410 p.
- Bryant, J.A., Yogodzinski, G.M., Hall, M.L., Lewicki, J.L. et Bailey, D.G.,** (2006). Geochemical Constraints on the Origin of Volcanic Rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology* 47(6): 1147-1175.
- Cameron, K.L., and Cameron, M.,** (1985). Rare Earth element, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ compositions of Cenozoic orogenic dacites from Baja California, northwestern Mexico, and adjacent west Texas. Evidence for predominance of a subcrustal component. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 91, 1–11.
- Cathelineau, (1988).** Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Mineralogy*, 23, 471-485.
- Chauvel, C., and Blichert-Toft, J.,** (2001). A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 190, 137-151.
- Chiaradia, M. and Fontboté, L.,** (2002). Lead isotope systematics of Late Cretaceous - Tertiary Andean arc magmas and associated ores between 8°N and 40°S. evidence for latitudinal mantle heterogeneity beneath the Andes. *Terra Nova*, 14, 337-342.

- Chiaradia, M., Fontboté, L., Beate, B.** (2004). Cenozoic continental arc magmatism and associated mineralization in Ecuador. *Mineralium Deposita*, 39, 204-222.
- Cloos, M.** (1993).- Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis : Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts.- *Geological Society of America Bulletin*, 105, 715-737.
- Christophoul, F.** (1999). Discrimination des influences tectoniques et eustatiques dans les bassins liés à des zones de convergence : exemples du Bassin subandin d'Équateur. Thèse Univ. P. Sabatier, Toulouse III, 184 pp.
- Christophoul, F., Baby, P., Rivadeneira, M., Dávila, C.**, (2002). Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, 345, 281-298.
- Chung, S.-L., Chung, S.-L., Liu, D., Ji, J., Chu, M.-F., Lee, H.-Y., Wen, D.-J., Lo, C.-H., Lee, T., Qian, Q., Zhang, Q.**, (2003). Adakites from continental collision zones. Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31(11), 1021-1024.
- Cloos, M.**, (1993). Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis. Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 715-737.
- Condie, K.C.**, (2003). TTGs and adakites. are they both slab melts?. *Lithos*, 80, 33-44.
- Cosma, L., Lapierre, H., Jaillard, É., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., Mamberti, M. & Gabriele, P.** (1998). Pétrographie et géochimie de la Cordillère Occidentale du Nord de l'Équateur (0°30'S) . Implications tectoniques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 739-751, Paris.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R.**, (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119, 115–138.
- Dalrymple G.B. and Lanphere M.A.**, (1974). ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 715-738.
- De Andrade, V.**, (2006). De l'imagerie chimique à la micro-cartographie Pression-Température-Déformation. évolution minéralogique et transport de matière dans des systèmes en déséquilibre thermomécanique, Université Joseph Fourier, Grenoble. Thèse non publiée.
- DeBari, S., Anderson, R. and Mortensen, J.**, (1999). Correlation among lower to upper crustal components in an island arc. the Jurassic Bonanza arc, Vancouver Island, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(8), 1371-1413.
- Defant M.J., and Drummond M.S.** (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere in a volcanic arc. *Nature*, 347, 662-665.
- Defant M.J., and Drummond M.S.** (1993). Mount St Helens: potential exemple of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21, 547-550.
- Defant, M.J., Richerson, M., De Boer, J.Z., Stewart, R.H, Maury, R.C., Bellon, H., Drummond, M.S., Feigenson, , M.D., Jackson, T.E.**, (1991). Dacite genesis via slab melting and

- differentiation. petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *Journal of Petrology*, 32, 1101-1142.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S.,** (1990). Current plate Motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepezhinskis, P.K.,** (1996). The petrogenesis of slab derived trondhjemite–tonalite–dacite–rhyolite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 87, 205–216.
- Dunkley, P.N., and Garbor, A.,** (1998). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 2°-3° S, E: 1:200000. Ministerio de Energía y Minería –BGS Publications., Quito.
- Egüez, A. et Aspden, J.A.,** (1993). The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. O.O. University (Editor), *Andean Geodynamics*, 179-182.
- Egüez, A.,** (1986). Évolution cénozoïque de la cordillère occidentale septentrionale d'Équateur (0°15'_S 1°10'_S). Les minéralisations associées, thèse, université Paris-6, 116 p.
- Ethien, R.** (1999). Pétrologie, minéralogie et géochimie de basaltes et dolérites crétacés à affinités de Plateau Océanique d'Équateur Occidental. Mémoire Maîtrise, Université Grenoble I, 39 pp. + Annexes.
- Faure-Brac, B.,** (2005). Arcs insulaires crétacés édifiés sur le plateau océanique crétacé Caraïbe-Colombien à l'Ouest de l'Équateur. Mémoire de Maîtrise, Université de Grenoble I, 44 p.
- Feininger, T.,** (1982). The metamorphic "basement" of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 87-92.
- Feininger, T. and Bristow, C.R.,** (1980). Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69, 849-874.
- Feininger, T., and Seguin, M.K.,** (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11, 40-44
- Fitch F.G., Miller J.A. and Mitchell J.G.,** (1969). A new approach to radioisotopic dating in orogenic belts. In . Time and Place in orogeny. P.E. Kent, G.E. Satterthwaite et A.M. Spencer, editions of Geological Society of London, Special publications, 3, 157-195.
- Fitton, J.G., and Godard, M.,** (2004). Origin and evolution of magmas on the Ontong Java Plateau, in Origin and evolution of the Ontong Java Plateau, edited by J.G. Fitton, J.J. Mahoney, P.J. Wallace, et al. Geological Society Special Publication, 229, 151-178
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.,** (1977). Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 15-32.
- Futa, K., and Stern, C.R.,** (1988). Sr and Nd isotopic and trace element compositions of quaternary volcanic centres of the southern Andes. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 88, 253–262.
- Gabriele, P.,** (2002). HP terranes exhumation in an active margin setting. geology, petrology and geochemistry of the Raspas complex in SW Ecuador, Université de Lausanne, Lausanne. Thèse non publiée.
- Gabriele, P., Ballèvre, M., Jaillard, É., Hernandez, J.,** (2003). Garnet-chloritoid-kyanite metapelites from the Raspas Complex (SW Ecuador) . a key eclogite-facies assemblage. *European Journal of Mineralogy*, 15, 977-989.

- Gansser, A.** (1973). Facts and theories on the Andes, *Journal of Geological Society of London*, 129, 93–131.
- Garrido, C.J. and Bodinier, J.L.,** (1999). Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite. Evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology*, 40(5), 729-754.
- Giese, P., Scheuber, E., Schilling, F, Schmitz, M. & Wigger, P.** (1999). Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 201-220.
- Goossens, P.J. and Rose, W.I.** (1973).- Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic Cretaceous Complex, Ecuador. *Geological Society of American Bulletin*, 84, 1043-1052, Boulder.
- Green D.H. and Ringwood A.E.,** (1967). An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological application, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 767-833.
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, É., Yepes, H., Poupinet, G. & Fels, J.-F.,** (2001). Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in Central-Northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*, 28, 3749-3752.
- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Maury., R.C., Fourcade, S., Martin, H., Arnaud, N.,** (1999). New geochemical constraints for origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple junction (Taitao Peininsula and Site 862, LEG ODP 141on Taitao Ridge). *Tetonophysics*, 311, 83-111.
- Gütscher M.-A., Malavielle, J., Lallemand, S. Collot, J. -Y.,** (1999). Tectonic segmentation of North Andean margin. impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 168. 255-270.
- Gütscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.-P. and Bourdon, E.,** (2000a). Can slab melting be caused by flat subduction?. *Geology*, 28, 535-238.
- Gütscher, M.A., Bijwaard, H. Engdahl, E-R.,** (2000b). Geodynamics of flat subduction. Seismicity and tomographic constraints from the Andean Margine. *Tectonics*, 19(5), 814-833.
- Helenes, J. and Somoza, D.** (1999). Palynology and sequence stratyigraphy of the Cretaceous of eastern venezuela. *Cretaceous Research* 20, 447-463.
- Hervé, F., Demant, A., Ramos, V.A., Pankhurst, R.J., and Suárez, M.,** (2000). The Andean Belt. the southern Andes. *Tectonic Evolution of South America*. 31 International geological congres, Brazil, 605-634.
- Hey, R.** (1977), Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, 1404-1420.
- Hidalgo, S. Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J-P., Cotten, J.,** (2006). Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front. Petrogenesis of Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(4), 366-392.

- Honthaas, C., Bellon, H., Kepezhinskas, P.K., Maury, R.,** (1995). Nouvelles datations $^{40}\text{Kr}/^{40}\text{Ar}$ du magmatisme crétacé-quaternaire du Kamchatka du Nord_Russie.. Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Paris, 320, 197–204.
- Hou, Z.-Q., Gao, Y.-F., Qu, X.-M., Riui, Z.-Y. and Mo, X.-X.,** (2004). Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Sciences Letters, 220, 139-155.
- Hughes, R.A., Bermúdez, R. & Espinel, G.,** (1998). Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°-1°S, escala 1.200.000. CODIGEM-Ministerio de Energía y Minas-BGS publications, Quito, Nottingham.
- Hughes, R.A., and Pilatasig, L.F.,** (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. Tectonophysics, 345, 29–48.
- Hungerbühler, D. Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D. Egüez, A., Peterson, D., Helg, U., Hammer, C.,** (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. Earth Science Reviews, 57, 75-124.
- Hunter, D.R., Barker, F., Millard, H.T.,** (1978). The geochemical nature of the Archaean Ancient Gneiss Complex and granodioritic suite. Swaziland. a preliminary study. Precambrian Research, 7, 105–127.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G. & Mourier, T.,** (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times. a Tethyan model. Journal of the Geological Society of London, 147, 1009-1022.
- Jaillard, E., Sempéré, T., Soler, P., Carlier, G., Marocco, R.,** (1995). The role of Tethys in the evolution of the Northern Andes between Late Permian and Late Eocene times. Nairn, A.E.M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B. & Decourt, J. (eds) The Tethys Ocean. Ocean basins and margins, 8, 463-492, Plenum Press, New York.
- Jaillard, É., Caron, M., Dhondt, A., Ordoñez, M., Andrade, R., Bengtson, P., Bulot, L., Cappetta, H., Dávila, C., Díaz, R., Huacho, J., Huamán, C., Jiménez, D., Jiménez, N., Lascano, M., Montenegro, J., Néraudeau, D., Rivadeneira, M., Toro, J., Villagómez, R. & Zambrano, I.** (1997). Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca oriental del Ecuador. 164 p., Orstom-Petroproducción publication, Quito.
- Jaillard, E. Hérail, G. Monfret, T. Díaz Martínez, E. Baby, P.Lavenu, A. Dumont J-F.** (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in: U.G. Cordani et al. (Eds.), Tectonic evolution of South America, Publ. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 481-559.
- Jaillard, E. Hérail, G. Monfret, T. Wörner, G.,** (2002). Andean geodynamics. main issues and contributions from the 4th ISAG, Göttingen, Tectonophysics, 242, 1–15.
- Jaillard, E., Ordoñez, O., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., Lugo, W.,** (2004). Stratigraphy of the Late Cretaceous-Paleogene deposits of the Western Cordillera of Central Ecuador. Geodynamic implications. Journal of South America Earth Sciences, 17, 49-58.

- Jaillard, E., Bengtson, P., and Dhondt, A.,** (2005). Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru. a refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 307-323.
- Jaillard, É., Bengtson, P., Ordoñez, M., Vaca, W., Dhondt, A., Suárez, J., Toro, J.** (2007). Sedimentary record of latest Cretaceous accretions in Ecuador: the Yunguilla Group in the Cuenca area. *Journal of South American Earth Sciences*, sous presse. doi:10.1016.
- Jan, Q. and Howie, R.A.,** (1981). Metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal complex, Kohistan, NW Pakistan. *Journal of Petrology*, 22(1), 85-126.
- Juteau T. et Maury R.,** (1997). *Géologie de la croûte océanique*. Masson S.A
- Kay, R.W.,** (1978). Aleutian magnesian andesites. Melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 117–132.
- Kay, R.W.,** (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177-189.
- Kehrer, W., and Van der Kaaden, G.,** (1979). Notes on the Geology of Ecuador with special reference to the Western Cordillera. *Geologische Jahrbuch*, B 35, 5-57.
- Kellogg, J. and Vega, V.,** (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes. Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. Special Paper of the Geological Society of America, 295, 75-90.
- Kerr, A.C., J. Tarney, G.F. Marriner, A. Nivia, and A.D. Saunders,,** (1997). The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province. The internal anatomy of an oceanic plateau. Large Igneous Provinces. continental, oceanic and planetary flood volcanism, edited by M. F. Coffin and J.J. Mahoney, AGU Geophysical Monograph, 100, 123-144.
- Kerr, A., Aspden, J., Tarney, J. and Pilatasig, L.,** (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador. geochemical and tectonic constraints. *Journal of Geological Society of London*, 159, 577-594.
- Kerr, A.C.,** (2003). Oceanic Plateaus. *Treatise on Geochemistry*, 537-565, Elsevier Publ.
- Kepezhinskas, P.K.,** (1989). Origin of the hornblende andesites of northern Kamchatka. *International Geological Review*, 31, 246–252.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S.,** (1995). Na metasomatism in the island arc mantle by slab melt–peridotite interaction. evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of Petrology*, 36, 1505–1527.
- Kilian, R., Hegner, E., Fortier, S., Satir, M.,** (1995). Magma evolution within the accretionary mafic basement of Quaternary Chimborazo and associated volcanoes (Western Ecuador). *Revista Geológica de Chile*, 22, 203-218.
- Lapierre, H., Depuis, V., Mercier de Lépinay, B., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernandez, J., Loubet., M.,** (1997). Is the Lower Duarte igneous complex (Hispanola)a remnant of the Caribbean plume-generated oceanic plateau?. *Journal of Geology*, 105, 111-120.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Monié, P., Yéghicheyan, D., Jaillard, É., Tardy, M., Mercier de Lépinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F. & Sénebier, F.,** (2000). Multiple Plume Events in the genesis of the peri-

- Caribbean Cretaceous Oceanic Plateau Province. *Journal of Geophysical Research*, 105, 8 403-8 421.
- Lavenue, A., Winter, T., and Dávila, F.,** (1995). A pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, central Ecuador. *Geophysical Journal International*, 121, 279-300.
- Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G.** (1997). Nomenclature of Amphiboles. Report of the subcommittee on Amphiboles of the international mineralogical association, Commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
- Lebrat, M. Megard, F. Dupuy, C. Dostal, J.,** (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador, *Geological Society of American Bulletin*, 99, 569–578.
- Litherland, M., Zamora, A., Egüez, A., Aspden, J., Baez, N., Beate, B., Benítez, S., Jaillard, É. and Van Thournout, F.** (1993). Mapa geológico de la República del Ecuador, escala 1:1,000,000. Geological Survey Publications, Keyworth, UK.
- Litherland, M., Aspden, J.A., and Jemielita, R.A.,** (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir* 11, 147 pp., 2 maps, Keyworth, UK.
- Lippolt H.G.,** (1970). Argon isotopen anomilien in gesteinen. *Habilitationsschrift Universität Heidelberg*.
- Lonsdale, P.,** (1978). Ecuadorian subduction system. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 (12), 2454-2477.
- Loosli H.H and Oeschger H.,** (1968). Detection of ^{39}Ar in atmospheric argon. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 5, 191-198.
- Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C., Winkler, W.** (2006). Origin and Cretaceous history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249:(3-4), 400-414.
- Mahlburg Kay, S., Ramos, V.A., Marquez, M.,** (1993). Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, 101, 703–714.
- Malfere, J.-L., Bosch, D., Lapierre, H., Jaillard, É., Arculus, R. & Monié, P.** (1999). The Raspas metamorphic complex (southern Ecuador): remnant of a late Jurassic-early Cretaceous accretionary prism. *Geochemical and isotopic constraints. 4th International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG, Göttingen, IRD ed., Paris.*
- Mamberti, M.,** (1995). Premier essai de caractérisation de l'environnement géodynamique des formations du Crétacé-Paléocène de l'Equateur par la pétrologie et la géochimie des matériaux ignés. *Mém. Maitrise, Univ. Grenoble*, 42 pp. + Annexes, inédit.
- Mamberti, M.,** (2001). Origin and evolution of two distinct Cretaceous oceanic plateaus accreted in Western Ecuador (South America): Petrological, geochemical and isotopic evidence, *Université de Lausanne, Lausanne. Thèse non publiée.*

- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Ethien, R., Jaillard, É., Hernandez, J., Polvé, M.,** (2003). Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos*, 66, 173-199.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, É., Hernandez, J. & Polvé, M.,** (2004). The Early Cretaceous San Juan plutonic suite, Ecuador. a magma chamber in an Oceanic Plateau. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 1237-1258.
- Marocco, R., R. Baudino, and A. Lavenu.,** (1995). The intermontane Neogene continental Basins of the Central Andes of Ecuador and Peru : Sedimentologic, tectonic and geodynamic implications. *in*: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink, eds., *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, 597-613.
- Martin, H.,** (1986). Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14, 753–756.
- Martin, H.,** (1987). Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland. major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28, 921–953.
- Martin H.,** (1993). The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust- Comparaison with modern processes. *Lithos*, 30, 373-388.
- Martin, H.** (1999). Adakitic magmas . modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
- Martin, H., and Moyen, J-F.,** (2002). Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite compositions as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology*, 30, 319-322.
- Martin, H.,** (2006). Presentation orale. Réunion Scientifique Henriette Lapierre. Grenoble.
- Massonne, H-J., Schreyer, W.,** (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96 (2), 212-224.
- Mauffret, A., Leroy, S., Vila, J.-M., Hallot, E., Mercier de Lepinay, B. & Duncan, R.A.,** (2001). Prolonged magmatic and tectonic development of the Caribbean Igneous Province revealed by a diving submersible survey. *Marine Geophysical Researches*, 22, 17-45
- Maury, R., Sajona, F., Pubellier, Bellon, H. and Defant, M.,** (1996). Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récents. l'exemple de Mindano (Philippines). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167(5), 579-595.
- McCulloch, W.J., and Wasserburg, G.J.,** (1978). Sm-Nd and Rb-Sr Chronology of Continental Crust Formation. *Science*, 22, Juin, 1003-1011.
- McCourt, W.J., Duque, P., Pilatasig, L.F. and Villagómez, R.,** (1998). Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 1° - 2° S., escala 1/200.000. CODIGEM-Ministerio de Energia y Minas-BGS publications, Quito.
- McInnes, B.I.A., Gregoire, M., Binns, R.A., Herzig, P.M. and Hannington, M.D.,** (2001). Hydrous metasomatism of the oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea; petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth and Planetary Science letters*, 188, 169-183.
- Mègard, F.,** (1984). The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *Journal of the Geological Society of London*, 141, 893-900.

- Mpodozis, C., and Ramos, V.A.,** (1989). The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. eds. Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T and Reinemud, J.A. Circumpacific Council for Energy and Mineral resources, Earth Sciences Series, Houston, Texas, 11, (Chapter 5).
- Monié P.,** (1986). Etude par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour, du Mont-Rose et de la Grande Kabylie. Phd.
- Morimoto N., Fabres J., Ferguson A., Ginzburg I., Ross M., Steifert F. and Zussman J.,** (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Bulletin of Mineralogy*, 111, 535-550.
- Morris, P.A.,** (1995). Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwestern Japan. *Geology*, 23, 395–398.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Eisen, J.-P., Samaniego, P.,** (1997). Les adakites d'Equateur. modèle préliminaire. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Paris*, 324 (IIa), 545-552.
- Monzier, M. Robin, C., Samaniego, P., Hall, M., Cotten, J., Mothes, P., Arnaud, N.,** (1999). Sangay volcano, Ecuador. structural development, present activity and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90, 49-79.
- Myers, J.D., and Frost, C.D.,** (1994). A petrologic investigation of the Adak volcanic center, central Aleutian arc, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60, 109–146.
- C. Nicollet,** (1988). Métabasites, granulites, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure, thèse, Université de Clermont-Ferrand, 1988, 315 p.
- Nier O.A.,** (1950). A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Physical Review*, 77, 789-793.
- Ordoñez, M.** (1996). Aplicaciones del estudio de microfósiles en la industria petrolera ecuatoriana.- *Actas VII Congreso Ecuatoriano de Geología de Minas y Petróleo*, 38-52, Quito.
- Passchier and Trouw,** (2005). *Microtectonics*. Springer.
- Parkinson, I.J. and Pearce, J.A.,** (1998). Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP leg 125). evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in the supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39(9), 1577-1618.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B.,** (1994). Partial melting of subduction oceanic crust. *Earth and planetary Sciences Letters*, 121, 227-244.
- Peacock, S.,** (1996). Thermal and Petrologic structure of Subduction Zones. *Subduction Top to Bottom. Geophysical Monograph* 96.
- Pennington, W.,** (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10753-10770.
- Pilger, R.H.** (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. *Journal of the geological Society of London*, 141. 793-802.
- Pourtier, E.,** (2001). Pétrologie et géochimie des unités magmatiques de la côte équatorienne. implications géodynamiques, Mémoire de DEA non publié, université Grenoble-1, 35 p.

- Prévot, R., Chatelain, J-L., Guillier, B., Yepes, H.,** (1996). Tomographie des andes équatoriennes: évidence d'une continuité des Andes Centrales, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 323(IIa), 833-840.
- Quilichini, A., et Wrobel, J-C.,** (2006). Etude pétrographique et géochimique de quelques intrusifs miocènes de la Cordillère occidentale d'Equateur. Mémoire de Maîtrise, Université de Grenoble I, 52p+ annexes.
- Ramos, V.-A.** (2000). The Andean Belt. the southern Central Andes. *Tectonic Evolution of South America*. 31 International Geological Congress, Brazil, 561-604.
- Ramsay, J. G., and Hubert, M. I.** (1987). The techniques of modern structural geology. Vol 2 : folds and fractures. Academic Press, London.
- Reynaud, C., Lapierre, H., Jaillard, É., Benítez, S., Berrones, G. & Mascle, G.** (1996). Mineralogical and geochemical characterization of middle Cretaceous to Paleocene oceanic and continental volcanic rocks from southwestern Ecuador. 3rd International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG, Saint-Malo, 633-636, ORSTOM ed., sér. Colloques et Séminaires, Paris.
- Reynaud, C. Jaillard, E. Lapierre, H. Mamberti, M. Mascle, G.-H.** (1999). Oceanic plateau and island arcs of Southwestern Ecuador. their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307, 235–254.
- Rivadeneira, M., Baby, P., Dávila, C., Christophoul, F.,** (1999). La Cuenca Oriente : Estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de Petroproducción. 88 p., Petroproducción-IRD publ., Quito.
- Rochat, P., Héral, G., Baby, P. and Mascle, G.** (1999). Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences*, Paris, Sci. Terre Planet. 328, 189-195.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner, G.F.** (1985). Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature*, 315, 389–392.
- Rolland, Y., Mahéo, G., Guillot, S., Pêcher, A.** (2001). Tectono-metamorphic evolution of the Karakoram Metamorphic Complex (Dassu-Askole area, NE Pakistan): mid crustal granulite exhumation in a compressive context. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 717-737.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Soler, P., Feraud, G., Jaillard, E. and Ruffet, G.** (1995). Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista geológica de Chile*, 22, 245-259, Santiago.
- Ruiz, G., Seward, D., Winkler, W.,** (2004). Detrital thermochronology – a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Research*, 16, 413-430.
- Sajona, F.G.** (1995). Fusion de la croûte océanique en contexte de subduction collision. Géochimie, géochronologie et pétrologie du magmatisme plioquaternaire de Mindanao Philippines. Unpublished thesis, Brest University, France, 223 p.
- Sajona, F.G., Bellon, H., Maury, R.C., Pubellier, M., Quebral, R.D., Cotten, J., Bayon, F.E., Pagado, E., Pamatian, P.** (1996). Tertiary and Quaternary magmatism in Mindanao and

- Leyte. Philippines. Geochronology, geochemistry and tectonic setting. *Journal of the SE of Asian Earth Sciences*, 15, 121-153.
- Sallarès, V., Charvis, P.**, 2003. Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galápagos Volcanic Province. *Earth Planet. Sciences Letters*, 214, 545-559.
- Samaniego, P.**, (2001). Transition entre magmatismes calco-alkalin et adakitique dans le cas d'une subduction impliquant une ride océanique le Volcan Cayambe (Équateur). Thèse d'université Thesis, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 238 pp.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C. et Monzier, M.**, (2002). Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology*, 30 (11): 967-970.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J-P., Cotten, J.** (2005). Temporal Evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes. The Geology and Petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 46(11), 2225-2252.
- Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J., Verma, S.P.**, (1987). Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico. implications for the petrogenesis of postsubduction magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32, 223–245.
- Sémpéré, T.** (1995). Paleozoic evolution of Bolivia and adjacent areas. *Petroleum Basins of South America of South America*, eds. Tankard, A.J. Suarez, R. and Welsink, H.J. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 62, 207-230.
- Sharma, M., and Wasserbourg, G.F.**, (1996). The neodymium isotopic composition and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 60(22), 4537-4550).
- Sheraton, J.W., and Black, L.P.**, (1983). Geochemistry of Precambrian gneisses. relevance for the evolution of the east Antarctic shield. *Lithos*, 16, 273–296.
- Scheuber, E. & Giese, P.** (1999). Architecture of the Central Andes - a compilation of geoscientific data along a transect at 21°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 103-107.
- Schilling, F., Trumbull, R., Brasse, H., Haberland, C., Asch, G., Bruhn, D., Mai, K., Haak, V., Giese, P., Muñoz, M., Ramelow, J., Rietbrock, A., Ricaldi, E., Vietor, T.**, (2006). Partial melting in the Central Andean crust: a review of geophysical, petrophysical and petrologic evidence. *The Andes: Active subduction orogeny*. Springer editions, chapter 22: 459-474.
- Sigmarsson, O., Martin, H., Knowles, J.**, (1998). Melting of a subducting oceanic crust in Austral Andean lavas from U-series disequilibria. *Nature*, 394, 566–569.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J. & Estrada J.J.**, (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 155, 221-235.
- Smith, T.E.M., Taylor, S.R., Johnson, R.W.**, (1979). REE-fractionated trachytes and dacites from Papua New Guinea and their relationship to andesite petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 227–233.
- Somers, C.**, (2005). Nature et origine de quelques intrusions moicènes de la Cordillère Occidentale.. Mémoire de Maîtrise, Université de Grenoble I, 16 p. + annexes.

- Spadea, P. et Espinosa, A.** (1996). Petrology of late Cretaceous volcanic rocks from the southernmost segment of the Western Cordillera of Colombia (South America). *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 79-90.
- Spear, F.S.** (1995). *Metamorphic phase equilibria and pressure – temperature – time paths*. Mineralogical Society of America. Washington. D-C.
- Spikings, R.-A., Winkler, W., Seward, D. et Handler, R.** (2000). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 186, 57-73.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D. and Handler, R.** (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 186, 57-73.
- Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R. et Handler, R.,** (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4): 195-220.
- Stern, R.** (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4).
- Stern, R. and Kilian, R.** (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 123, 263-281.
- Streckeisen, A.,** (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Review*, 12, 1-33.
- Suárez, G. Molnar, P. Burchfield, B.C.,** (1983). Seismicity, fault-plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia, *Journal of Geophysical Research*, 88, 10403–10428
- Sun S.S & McDonough W.F.,** (1989). Chemical and isotopics systematics of ocean basalts; implications for the mantle compositions and processes. From Saunders A. and Norry m.G., editions 1989. *Magmatism in the ocean basins*. Geological of the Society of American, Special Publication, 42, 313-345.
- Taboada, A., Rivera, L.-A., Fuenzalida, A., Cisternas, A.,** (2000). Geodynamics of the northern Andes. Subduction and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813.
- Tarney, J., Weaver, B.L., Drury, S.A.,** (1979). Geochemistry of Archaean trondhjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and E. Greenland. In: Barker, F._Ed., *Trondhjemites Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 275–299.
- Tarney, J., Weaver, B.L., Winley, B.F.,** (1982). Geological and geochemical evolution of the Archaean continental crust. *Review of Brasil to Geosciences*, 12, 53–59.
- Todt, W., Cliff, R.A., Hanser, A., Hofmann,A.W.,** (1996). Evaluation of a ^{202}Pb - ^{205}Pb double spike for high precision lead isotope analysis. *in Earth Processes: Reading the isotopic code*. A.Basu & S.R.Hart editions, *Geophysical Monograph* 95, American Geophysical Union, 429-437
- Toro Álava, J., Jaillard, E., Barragan, R., White, H., Montenegro, J. & Medina, G.** (2006). Lower Maastrichtian syntectonic sedimentation along the Subandean Zone and its relationship with an accretionary event of an oceanic terrane registered in the Cordillera Occidental of Ecuador. *Geological Acta*, in press.

- Toro Álava, J.** (2007). Enregistrement sédimentaire des surrections liées aux accrétiens d terrains océaniques : les sédiments crétacé-paléogènes des Andes d'Equateur. *Géologie Alpine*, mémoire h. s. 47, 220 p.
- Turner G., Miller J.A. & Grasty R.L.** (1966). The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 1, 155-157.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.** (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford
- Vallejo, C. Spikings, R., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D. & Page, L.** (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova*, 18, 264-269.
- VanMelle, J.,** (2004). Arcs insulaires Crétacés édifiés sur un plateau océanique Crétacé inférieur à l'ouest de l'Equateur: lithostratigraphie et caractérisation pétro-géochimie. Mémoire de Maîtrise, Université de Grenoble I, 29p+ annexes.
- VanMelle J., Vilema W., Faure-Brac B., Ordoñez M., Lapierre H., Jiménez N., Jaillard E. and García M.** (2007). Pre-accretion evolution of the Piñón oceanic terrane of SW Ecuador. Stratigraphy and geochemistry of the «Calentura Formation». *Bulletin de la Société Géologique de France*, RSHL Volume, sous presse.
- Vega, J.** (1998).- Reconstitution par dépliage de cartes, de la déformation crétacée et paléogène du champ pétrolier de Shushufindi (Oriente, Equateur). *Mémoire de DEA, Université Grenoble I*, 35 p.
- Velde B.,** (1967). Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14, 250-258.
- Vidal, O., and Parra, T.,** (2000). Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geological Journal*, 35, 139-161.
- Vidal, O. Parra, T. Vieillard. P.,** (2005). New constraints on the thermodynamic properties of chlorite solid-solution in the FeO-Al₂O₃-SiO₂ system. Part II. Thermodynamic analysis and application. *American Mineralogy*, 90, 359-370
- Wang, Z., Sun, S., Hou, Q., Li, J.,** (2001). Effect of melt-rock interaction on geochemistry in the Kudi ophiolite (western Kunlun Mountains, northwestern China). implication for ophiolite origin. *Earth and Planetary Science letters*, 191, 33-48.
- Weber, M., Tarney, J., Kempton, P., Kent, R.,** (2002). Crustal make-up of the northern Andes. evidence based on deep crustal xenolith suites, Mercaderes, SW Colombia. *Tectonophysics*, 345, 49-82.
- Wells, R.A.,** (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 62, 129-139.
- White, W.M., Albarède, F., Telouk, P.,** (2000). High-precision analyses of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 167, 257-270.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordóñez, M., Jimenez, M. et Sosson, M.,** (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as a response to the North Andean Block tectonic escape. *Tectonics*, 25, (3).

- Wilkinson, J.F.G. and Stolz, A.J., (1997).** Subcalic Clinopyroxenites and associated ultramafic xenoliths in alkali basalt near Glenn Innes, northeastern New South Wales, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, 272-290.
- W. Winkler, D. Villagómez, R. Spikings, P. Abegglen, St. Tobler and A. Egüez., (2005).** The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: (1), 5-19.
- Wood, B. J., and Banno S., (1973).** Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42, 109-124.
- Xu, J.-F., Shinjo, R., Defant, M., Wang, Q., Rapp, R., (2002).** Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China. Partial melting of delaminated lower continental crust?. *Geological Society of America*, 30(12), 1111-1114.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., (1999).** The Finero phlogopite-peridotite massif. an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 107-122.

RESUME

L'Equateur est localisé le long de la marge nord-ouest du continent sud américain. D'est en ouest, l'Equateur comprend le bassin d'Oriente, les cordillères andines et la bordure côtière pacifique. Les Andes d'Equateur sont formées par deux cordillères séparées par une vallée inter-andine. La Cordillère occidentale et la partie côtière sont composées de terrains océaniques d'âge Crétacé à Eocène. Ces terrains sont constitués de plateaux océaniques et localement d'arc insulaires, qui se sont accrétés à la marge ouest d'Equateur. Plus tard, à l'Eocène supérieur, un arc continental s'est développé, d'abord dans la partie ouest de la marge, puis il a migré vers l'est. Pendant le Miocène moyen à supérieur, plusieurs corps intrusifs se sont mis en place le long de la cordillère ouest. A l'Oligocène, des failles kilométriques transpressives dextres se sont développées. Ces failles ont permis l'exhumation des roches magmatiques et métamorphiques. Les roches métamorphiques exhumées sont constituées d'amphibolites, de granulites et métapélites à grenat et quartz. Les roches magmatiques sont des basaltes, dolérites, gabbros, pyroxénites et peridotites. Les roches mafiques, les amphibolites ainsi que les granulites montrent des affinités géochimiques de plateau océanique et d'arc insulaire. Les roches ultramafiques représentent des fragments du manteau appauvri. Toutes ces roches forment la racine de la Cordillère occidentale d'Equateur. Les métapélites et les metabasites ont enregistré des histoires termo-barométriques très différentes. Alors que les metabasites sont marquées par un gradient métamorphique BP – HT, les métapélites enregistrent un métamorphisme HP – BT. Les corps intrusifs échantillonnés le long de la Cordillère occidentale peuvent être classés en trois types : intrusifs de nature calco-alcaline, intrusifs d'affinité adakitique et intrusifs adakitiques. La mesure et l'étude des compositions isotopiques (Pb, Nd, Sr) des intrusifs miocènes, couplées à celles des terrains océaniques accrétés à la marge équatorienne ont permis d'apporter des contraintes sur l'origine de ces intrusifs. Les intrusifs calco-alcalins sont probablement issus de la fusion du coin du manteau. En revanche, nous proposons que les terrains océaniques accrétés aient participé à la genèse des intrusifs adakitiques par fusion lors de l'épisode métamorphique BP-HT enregistré par ces roches metabasiques.